

HULLÁMTÉR-FEJLŐDÉS VIZSGÁLATA A MAROS MAGYARORSZÁGI SZAKASZÁN

Doktori (PhD) értekezés

Oroszi Viktor György

Témavezető: Dr. Kiss Tímea

Földtudományok Doktori Iskola

Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

SZTE TTIK

2009

SZEGED

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK	1
2. KUTATÁSI TERÜLET – A MAROS ÉS VÍZGYŰJTŐJE	3
2.1 A Maros kialakulása, vízgyűjtőjének felszínfejlődése, különös tekintettel alföldi hordalékkúpjára	3
2.2 A Maros síksági szakasza mentén végrehajtott folyószabályozási és ármentesítési munkálatok áttekintése	5
2.3 A Maros vízrendszere és hidrogeográfiája	10
2.4 A Marosszög kistájának környezeti jellemzői	16
2.5 Mintaterületek	18
2.5.1 Apátfalvi mintaterület	18
2.5.2 Csordajárás	19
2.5.3 Zugoly	20
2.5.4 Vetyeháti mintaterület	21
3. A TERÜLETHASZNÁLAT ÉS A HIDRAULIKUS ÉRDESSÉG VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA A MAROS HULLÁMTERÉN	23
3.1 A hullámtéri területhasználat jogi szabályozásáról röviden	23
3.2 Irodalmi és módszertani előzmények	26
3.2.1 A Tisza vízrendszerének területhasználat-változásai	26
3.2.2 Konstans analízis és kategória átmenetek vizsgálata	29
3.2.3 Hullámterek érdekességi viszonyainak meghatározására vonatkozó módszerek	30
3.3 Vizsgálati módszerek	31
3.3.1 Korabeli leírások, etimológiai adatok és térképi ábrázolások alkalmazása	31
3.3.2 A légi felvételek előkészítése	32
3.3.3 A területhasználati foltok lehatárolása, osztályba sorolása	32
3.3.4 Konstans analízis és kategória átmenetek	33
3.3.5 A hullámtéri területek hidraulikus érdekességének vizsgálata	33
3.4 Eredmények	34
3.4.1 A mintaterületek környezeti rekonstrukciója írásos emlékek és etimológiai adatok alapján	34
3.4.1.1 A Csordajárás földrajzi nevei és az azokban beállt változások	35
3.4.1.2 Etimológiai adatok a Zugoly területéről	35
3.4.1.3 Földrajzi nevek változása a Vetyeháton	36
3.4.2 A mintaterületek területhasználatának változása egykori térképi ábrázolások és leírások alapján	37
3.4.2.1 Területhasználat Apátfalván egykor és ma	37
3.4.2.2 Csordajárás területhasználata a múlt század közepéig	40
3.4.2.3 Területhasználat a zugolyi öblözetben az 1700-as évektől napjainkig	45
3.4.2.4 A területhasználat változása Vetyeháton az 1950-es évekig	47
3.4.3 A területhasználat változásának vizsgálata az 1950-es évektől 2000-ig	50
3.4.3.1 Területhasználat-változás 1953-2000 között a Csordajáráson	50
3.4.3.2 Területhasználat-változás 1953-2000 között a Vetyeháton	53
3.4.4 A hullámtér érdekességének megváltozása	56
3.4.4.1 A hidraulikus érdekesség változásai a Csordajárás területén (1953- 2000)	56
3.4.4.2 A hullámtér hidraulikai érdekesség-változásának vizsgálata a Vetyeháton (1953-2000)	57

3.5 Részösszegzés	58
4. RÖVIDTÁVÚ, EGY-EGY ÁRVÍZ OKOZTA ÜLEDÉK-FELHALMOZÓDÁS VIZSGÁLATA A MAROS HULLÁMTERÉN	60
4.1 Irodalmi és módszertani előzmények	60
4.1.1 Az árvizek akkumulációs hatásának vizsgálati módszerei árterületeken	60
4.1.2 Az árvizek alkalmával megfigyelt akkumulációt befolyásoló paraméterek	62
4.2 A vizsgált árvizes időszakok jellemzői	66
4.3 Vizsgálati módszerek	67
4.4 Eredmények	69
4.4.1 Árvízi akkumuláció Apátfalvánál (2005-2006)	69
4.4.2 Árvízi akkumuláció a Vetyeháton (2005-2006)	72
4.5 Részösszegzés	77
5. A FOLYÓSZABÁLYOZÁST KÖVETŐ HULLÁMTÉR-FELTÖLTŐDÉS VIZSGÁLATA	79
5.1 Irodalmi előzmények	79
5.1.1 A feltöltődés szerepe az ártérfejlődésben, árterek osztályozása	79
5.1.2. Árterek feltöltődésének vizsgálati lehetőségei	81
5.1.3 A folyószabályozások óta bekövetkezett hullámtéri akkumuláció vizsgálata hazánkban	84
5.1.4 Pollenszemek alkalmazási lehetőségei a rövid időtávú kormeghatározás során	88
5.1.5 Özönnövények ártereken történő terjedése és a magyarországi Maros szakaszon végzett botanikai kutatások	90
5.2. Vizsgálati módszerek	94
5.3. Eredmények	97
5.3.1 Üledék-felhalmozódás egykori apátfalvi zátonyfelszínen	97
5.3.2 Ártér- és mederfeltöltődési vizsgálatok a Csordajárás területén	100
5.3.2.1. Egykori meder (Cs1) üledékrétegeinek vizsgálata	101
5.3.2.2 Inaktív folyóhát (Cs2) üledékrétegeinek elemzése	103
5.3.2.3 A mindenkori ártéren (Cs3) bekövetkezett feltöltődés	104
5.3.3 Mederfeltöltődés vizsgálata Zugoly (Zu) feltöltődött meanderében	105
5.3.4 Mederfeltöltődés vizsgálata Vetyeháton (Ve)	108
5.4. Részösszegzés	110
6. ÖSSZEGZÉS	112
7. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	114
8. IRODALOMJEGYZÉK	115
9. ÖSSZEFOGLALÓ	127
10. SUMMARY	131

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK

A Maros 19. század közepétől kezdődően lezajlott átfogó szabályozása előtt ártéri erdőkkel és nehezen járható mocsárvilággal jellemezhető alföldi szakasza mára erőteljesen átalakult. A Maros áradásaival egykor érintett, a folyó által dinamikus formált területek napjainkra töredékekre zsugorodtak össze, köszönhetően az 1800-as évek közepén megkezdett tervszerű folyószabályozási és ármentesítési munkálatoknak. Az ármentesítés befejeztével a korábban egységesnek mondható, nagy kiterjedésű ártéri terület két részre szakadt, a hullámtér és a mentesített oldal eltérő fejlődési pályán haladt tovább. A szabályozások óta eltelt százötven év során bekövetkezett közvetlen és közvetett változásokkal együtt járó problémák egyre inkább orvoslásra szorulnak, a hidrológiai, társadalmi-gazdasági változásoknak és a fokozódó környezet- és természetvédelmi tudatosság miatt. Ahogyan a drasztikus beavatkozás hatására minden egyes táji alrendszer módosult, a különféle problémák éppen úgy jelentkeztek azok egyes elemein keresztül. A komplex folyóvízi környezetben ezek az elemek igen szoros kapcsolatban állnak egymással, ezért a problémák sem kezelhetők önmagukban, kizárólag csak egy rendszer részeként. Ezek alapján a geomorfológia megváltozását is együttesen befolyásolják a táji tényezők.

A lezajlott változásokat a felszínfejlődés szempontjából tekintve, szintén kettősségről beszélhetünk. Mind a jelenlegi hullámtéren, mind a mentesített oldalon módosultak ugyanis a felszínformáló folyamatok. A Maros medervándorlása a partbiztosítások miatt, elsősorban a Makó alatti szakaszon csökkent le erőteljesen, a hullámtéren végbemenő legfontosabb geomorfológiai folyamat pedig a feltöltődés lett. Az ármentesítések miatt szűkebb területre koncentrálódott a Maros áradásai által szállított jelentős üledékmennyiség. Felgyorsult lerakódására a vizsgált hullámtéri szakasz hordalékkúpi helyzete és a mederrendezés is hatással lehetett, a mederesedés növekedés, mederfenék mélyülés és a csökkent laterális erózió keresztül. Ezeket a változásokat tovább fokozta a megváltozott vegetáció. A tápanyagban gazdag hullámtéri területek művelése ugyanis a megváltozott társadalmi és gazdasági igények miatt nehézkessé válik, így napjainkban főként az erdőgazdálkodás és az özönnövények áthatolhatatlan tömege jellemzi az egykor intenzíven használt gyümölcsösöket, kiskerteket és legelőket. Mindezek szemmel látható eredménye a hullámtér mélyebb területeinek és az aktív meder közvetlen környezetének intenzív akkumulációja a magasabb fekvésű, ritkábban elöntött részekkel szemben.

Ugyanakkor az árvízvédelmi rendszer ármentesített oldalán megszűnt a folyóvízi hordalék lerakódása, főként szerves anyag felhalmozódás jellemző. A korábbi fluvialis és antropogén (pl. kunhalmok) felszínformák az intenzív mezőgazdasági művelés hatása alá kerülve erőteljesen degradálódtak, a belvíz elvezető csatornák hálózata jelent meg új elemként. A fenti beavatkozásoknak köszönhetően csökkent a vizes élőhelyek és a hidromorf talajok kiterjedése. Ugyanakkor a kiszáradó, a felszíni vizek hatása alól mentesülő felszín lehetőséget nyújtott a talajoldatok betöményedésére, a vízben oldható sók felhalmozódására. Az egykori ártéri terület talajainak szerkezete, illetve víz és tápanyag ellátottsága módosult, amihez a mezo- és mikroklíma megváltozása is hozzájárulhatott. A hullámtéren és a mentesített oldalon történő változások tehát a táji elemek bonyolult kapcsolatrendszerét is érintették, ezért egy-egy elem vizsgálata önmagában helytelen lehet. Tehát például a geomorfológiai változásokra összpontosító vizsgálatnak tekintettel kell lennie a táj többi elemére is.

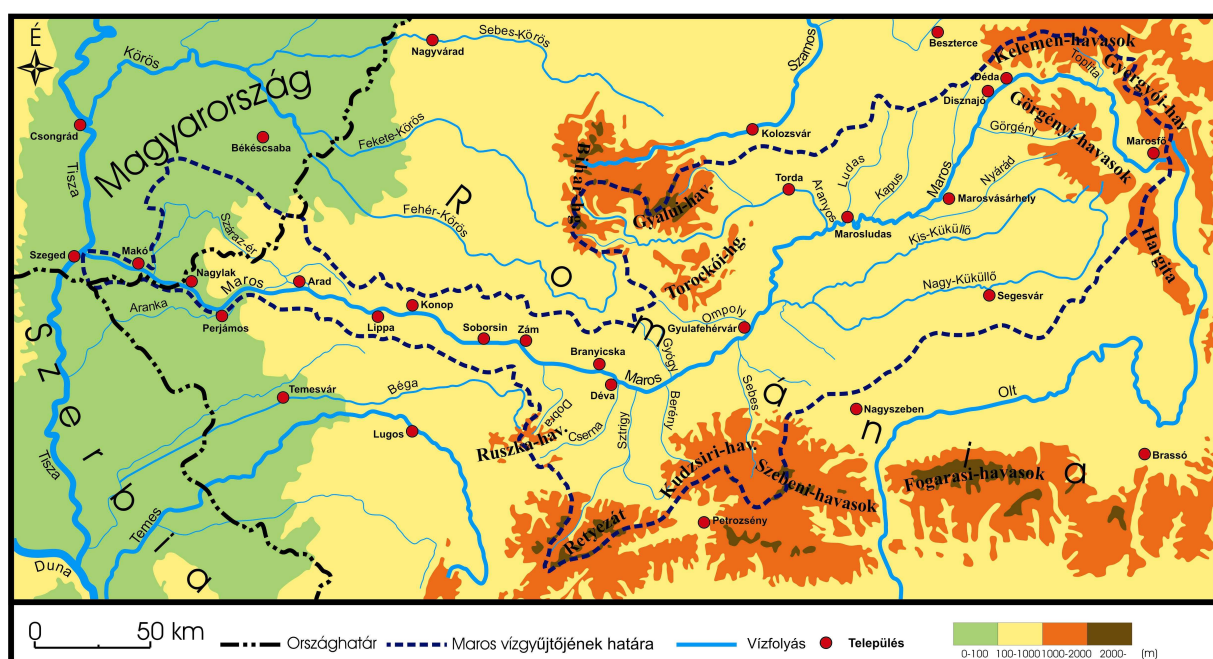
A dolgozatomban célul tűztem ki, hogy a Maros alföldi szakaszán a szabályozása óta bekövetkezett ártérfejlődés sebességét, térbeli jellemzőit vizsgáljam. Kutatásomat a rövidebbtől (egy árvízi esemény) a hosszabb (a szabályozásoktól napjainkig terjedő) időtáv felé haladva, a hullámtér nagyobb részleteit, illetve jellegzetes felszínformáit vizsgálva végeztem el, többféle módszert felhasználva. A dinamikus fejlődő hullámtér nagyobb

kiterjedésű részleteinek rövidtávú vizsgálata során, az eltérő felszínformákon egy-egy áradás által okozott akkumulációt követtem nyomon. Véleményem szerint több egymást követő árvízi esemény hullámtér formáló hatásának kutatása során, a térbeli folyamatok feltárásának köszönhetően megismerhetőek az ott lezajló események fő befolyásoló tényezői, ami hozzásegíthet a hosszabb távú változások megértéséhez is. A Maros szabályozása és ármentesítése óta eltelt hosszabb időszak változásait a hullámtér néhány kitüntetett pontján (pl. egykori medrek, folyóhát) vizsgáltam. Mivel igen rövid időszakról (a szabályozások megkezdése óta eltelt másfél évszázadról) van szó, az üledékek korának megállapítására felhasználható módszerek köre korlátozott. Az egykori mederrészletek esetében egy hazánkban kevésbé elterjedt módszert, történetesen a Maros szabályozása óta, ismert időszakban, jelentős tömegben megjelenő növényfajok pollenszemeit, mint korjelzőket alkalmaztam. Emellett az üledéksorok szemcseösszetételében bekövetkezett változásokat kívántam felhasználni. Az üledék-felhalmozódás meghatározása mellett a hullámtéri területeken bekövetkezett területhasználat-változás elemzését is elvégeztem, mivel a növényzet befolyásolhatja a vízsebességet, felszín érdességet, az erodálhatóságot és így a feltöltődés ütemét. Továbbá segíti a vizsgálatok során nyert palinológiai adatok kiértékelését és a Maros menti tájban – a folyószabályozás és ármentesítés hatására – bekövetkezett környezeti változások megértését.

A kutatás végén választ kívánok adni a következő kérdésekre: a Maros hullámterén a szabályozásokat követően térben és időben milyen mértékű volt annak felmagasodása? Melyek azok a folyamatok, amelyek a Maros hullámterének feltöltődését meghatározzák? Az egyes felszínformáknak ebben milyen szerepe van? Hogyan változott meg a Maros-menti táj, a vegetáció az elmúlt másfél évszázadban és ez mennyire befolyásolhatta a hullámtéren lezajló üledékképződési folyamatokat? Alkalmazhatóak-e a szabályozások óta elterjedt özönnövények pollenszemei, mint relatív kormeghatározók?

2. KUTATÁSI TERÜLET - A MAROS ÉS VÍZGYŰJTŐJE

A kutatás a Maros hullámterének hazai szakaszát érinti, azonban ennek, a torkolathoz közeli területnek a vizsgálata szempontjából szükséges, hogy megismerjük a folyó vízgyűjtőjének felső, Romániában fekvő részét is (2.1. ábra). A vízgyűjtő terület, annak közzettani felépítése és a Maros futásának, hidrológiai viszonyainak a megismerése ugyanis hozzásegít a folyó alsó szakaszán végbemenő hidrológiai, geomorfológiai, ökológiai stb. folyamatok megértéséhez. A Maros magyarországi szakaszán a XVIII. század közepétől megindult, eleinte még itt-ott „tűzoltásként” végrehajtott, majd szervezett formában lezajlott folyószabályozási és ármentesítési-munkálatok összefoglalása, pedig segít megérteni a folyó hidrológiájában beállt, valamint tájban végbement változásokat. A fentiek tehát közvetlen befolyásolói a Maros hullámterén a szabályozások óta lezajlott, vagy a napjainkban is végbemenő, általam vizsgált folyamatoknak.



2.1. ábra: A Maros vízgyűjtője, vízrendszere és domborzati viszonyai

2.1 A Maros kialakulása, vízgyűjtőjének felszínfejlődése, különös tekintettel alföldi hordalékkúpjára

A Maros felszínfejlődése, futásvonalának kialakulása és változása a hegységi területen és az Erdélyi-medencében teraszok, a síksági szakaszon pedig a hordalékkúp rétegeinek segítségével elemezhető.

A mai vízálózat alapvonalainak kialakulása a mai szerkezeti nagyformák létrejöttét feltételezi (Somogyi 2000a). Az Erdélyi-medence peremhegységeinek és belsejének egymástól eltérő jellegű és eltérő sebességű emelkedése, a különböző rögök és szigethegységek mozgása során a mai vízrendszer fokozatosan jött létre. Egyes területek emelkedése már a harmadidőszak előtt, a kréta végén megkezdődött. A Maros kialakulása szempontjából legjelentősebb a Bihar-hegységcsoprt, amely már a miocénben szigetként emelkedett ki a tengerből, és elég kiterjedt volt ahhoz, hogy rajta már a harmadidőszak első felében jelentős folyóhálózat alakuljon ki. A tengerben egyetlen hasonló nagyobb sziget a Ruzsika-havas volt, melynek lepusztult lapos tönkjén a sugaras vízálózat fő vonalai kréta

végi szerkezeti mozgások hatásait őrzik (Bendefy 1975). A miocén transzgresszió hatására az Erdélyi-medence miocén tengere a mai Szamos és Maros völgyoszorosain keresztül érintkezett az Alföld helyén kialakult beltengerrel (Somogyi 2000a). A Bihar-hegység többé-kevésbé egységes területe kisebb egységekre töredezett szét, az egyes rögök függetlenül mozogtak tovább. Az Erdélyi Érchegység emelkedése meggyorsult, a peremi részek letöredezték. A további emelkedés során a mai Szamos- és Kraszna-völgye kiemelkedett és az Avas, Kőhát, Gutin csoporttal összeköttetésbe kerülve óriási félszigetté vált. Alakját patkószerűen elhelyezkedő üledékes képződmények (flis-övezet) veszi körül (Bendefy 1975). Különösen jelentős volt a szárazulatok gyarapodása és ezzel a folyóvizek uralta felszínnek kiterjedése a miocén végi vulkáni működés nyomán (Somogyi 2000a), ami szakaszosan ment végbe, különböző kőzettani termékeket produkálva (Bendefy 1975). A vulkáni tevékenység a legnagyobb mértékű a Maros mai forrásvidékén volt (Bendefy 1975). A folyók keresztvölgyek sorozatával küzdötték le a vulkáni hegységek képezte akadályvonalat, mint például a Maros a Görgényi- és a Kelemen-havasok között (Somogyi 2000a).

A peremi hegységek erőteljes emelkedése és a medence viszonylagos lemaradása következtében a Pannon-beltenger fokozatosan visszahúzódott. A Bihar és a Ruszka-havas közötti (a Maros mai völgyének megfelelő) terület nem emelkedett, így a Pannon-tenger és az Erdélyi-beltenger között összeköttetés maradt a Zámi-szoroson keresztül (Bendefy 1975). A pliocén közepén kezdődött meg a későbbi Ős-Maros alföldi szakaszát meghatározó hordalékkúp kialakulása. A Hegyesről, Drócsáról és Maguráról lezúduló vizek igen durva hordalékot sodortak magukkal, a Temesi-Marosnak nevezett középső-pliocén folyó többször változtatta vonalát, legfiatalabb medre a hordalékkúp délkeleti szélén futott és Mezőzsádány környékén volt a torkolata. A pliocén végén a terület megemelkedésével az összeköttetés megszűnt és a Zámi-szoros fokozatosan folyóvölgyé vált (Bendefy 1975, Somogyi 2000a). Az Alföldi-Marosnak nevezett másik ősfolyó ekkor Lippa környékéről Aradon át Orosháza felé folyt és Szegvár táján ömlött az Ős-Tiszába (Mike 1975, 1991). A Maros nagy Alföld-peremi hordalékkúpjá mindaddig nem alakulhatott ki, amíg az Erdélyi-medencében lévő pannon tó a hordalék nagy részét lerakódásra kényszerítette (Somogyi 2000a). A pliocén végére, pleisztocén elejére az Erdélyi-medencében feltöltődött a pannóniai tó és az Alföldi-Maros hátráló eróziója során elérte a Temesi-Marost és azt lefejezte (Mike 1975).

A pleisztocén elején a vízfolyások az Alföld egyik legerősebben süllyedő területére, a Körösök-vidéke felé tartottak, de a Csongrád-Szentes-Makó-Szeged közötti övezetben is jelentős süllyedés történt (Borsy 1990). A Maros hordalékkúpjának a Zarándi-hegység előtt elterülő felszíne már kevésbé süllyedt (Borsy 1989). A Maros határozott irányt vett fel, a pálos-lippai tektonikai vonalat követte Pálosig, majd észak felé fordulva, a Fehér-Körös felé tartott. Legészakibb ága valószínűleg Lőkösháza-Békéscsaba-Kondoros vonalban haladt északnyugat felé, majd Szarvastól délre éles fordulattal délnyugatnak vette útját (Pálmai 1954). Törmeléklegyezője, így messze északnyugatra terjeszkedett és mai alakját öltötte magára (Márton 1914, Andó 2002). Hordalékkúpjá viszonylag alacsonyabb fekvésű volt, a Zarándi-hegység előterében sok kavicsot rakott le, nyugat felé gyorsan finomodik a rétegsor anyaga és a homokrétegek közé egyre több iszap és agyagsáv ékelődik be (Borsy 1989).

A Günz glaciálisban a Maros felső szakaszán erőteljesen bevágódott, míg a medencében több kilométer széles völgysíkot alakított ki. Az Alföld viszonylagos süllyedése és az Erdélyi-medence emelkedése során a folyó esése is fokozatosan nőtt. A mindel során a korábbi völgysíkján teraszrendszert alakított ki, Lippát elhagyva több fattyúágat táplálva északnyugatnak fordult. Alföldi hordalékkúpjának építése közben előbb annak déli szélén haladt, majd átváltott észak felé (Mike 1975, 1991; Gábris és Nádor 2007). A Rissben is legyező alakú hordalékkúpját építette. Főága Battonya-Orosháza irányából egyre délebbre fordult, a Maros-Temes közre is átvándorolt (Mike 1975, 1997).

A negyedidőszak utolsó harmadától kezdve az Alföld többi hordalékkúpjának és a marosi hordalékkúpnak fejlődéstörténete jelentősen eltért. Míg az előbbi esetében a würm elejétől az eolikus folyamatok (futóhomokmozgás) jelentős hatásáról beszélhetünk, addig a Körös-vidéken és a Maros-hordalékkúpján feltárt üledéksorok továbbra is folyóvízi eredetűek (Borsy 1989), bár Pálmai (1954) vékony, 4-6 méternél nem igen vastagabb futóhomok rétegek előfordulását említi, melyek összességükben kis területet foglalnak el. A würm elején a Maros bevágódott hordalékkúpja csúcsrészébe, ennek előterében azonban tovább építette hatalmas legyező alakú hordalékkúpját (Borsy 1989). Eleinte délre, a Béga felé haladt, majd az Aranka mentén ívelt a Tisza felé. A würm közepére feltöltve ezt a területet a mai Száraz-ér keleti része mentén a Tiszával egyesült (Mike 1991). A würm eljegesedések alatt felhalmozott kavicsanyagába a glaciális után bevágódott folyó teraszokat alakított ki, ami Szászrégentől Lippáig követhető a mai ártér felett 20-30 méterrel (Mike 1991). A felső-pleniglaciálisban ártéri löszök, ártéri lösszerű üledékek képződtek, amelyek a Maros-hordalékkúp nagyobb részét is fedik (Borsy 1989).

A késő glaciálistól a Szentese-Szeged közötti rész mélyebbre kerülésével a Tisza kisebb mértékben bevágott alluviális síkságába, amit a Maros is követett, így befejeződött a hordalékkúp épülés intenzív időszaka, felszínformáló tevékenysége a mélyebb fekvésű ártéri síkságra irányult (Borsy 1989). Somogyi (1961) és Mike (1991) véleménye szerint a holocénben a Tisza vándorlását követve előbb Kondoros, majd Orosháza és Mezőhegyes-Makó irányába, legkésőbb a Száraz-ér mai vonalát követve változtatta medrét. A Marosnak a holocén egész tartama alatt az Aranka felé is volt lefolyása, azt a szabályozások előtt a Maros egyik ágának tekintették (Mike 1991). A holocén Maros meder az Erdélyi-medencében jól beágyazódott, vízszintes mederváltozásai a korábbiakhoz képest jelentéktelenné váltak, a vízrendszer képe csaknem azonos volt a maival (Mike 1991).

A Maros feltöltő munkájának méreteit jellemzi, hogy a hordalékkúp csúcsrészén a maximum 100 m vastag negyedidőszaki rétegsor nyugat felé 500-700 méterre vastagodik (Borsy 1989), a hordalékkúp sugara pedig 80-100 km-es (Somogyi 2000a). A Maros völgykapuját Radnánál 130 m-en találjuk, ez a legmagasabban fekvő völgykapu az Alföld peremén. Így a hordalékkúp nagy esésű, palástjának külső határát Zombolya-Makó-Orosháza-Békéscsaba vonalával jelölhetjük ki (Somogyi 2000a).

2.2 A Maros síksági szakasza mentén végrehajtott folyószabályozási és ármentesítési munkálatok áttekintése

A Maroson a XIX. század közepén lezajlott egységes szabályozási és ármentesítési munkálatoknak már a XVIII. század közepén igen fontos előzményei voltak. A katonai, politikai és gazdasági érdekek már ekkor szükségessé tették a folyó megismerését, a medernek, futásának, az árterületnek, a víz sebességnek, a meder szélességének és mélységnek, illetve az átkelőhelyeknek a tanulmányozását. Az e célból tartott helyszíni szemléknek az eredményei azok a helyi vonatkozású és az egész vízkörnyéket felölelő folyamtérképek, topográfiai felvételek és leírások, amelyek alapján a Maros XVIII. századi állapotát rekonstruálhatjuk. A Tisza-Maros-szögben hatalmas mocsarak, tavak és érhálózat szinte egyetlen vízterületté folytak össze (Ihrig 1973). A folyó hosszabb volt, medre a török megszállás következtében gondozatlan, futása gyakran változott (Eperjessy 1993).

Az 1751. évben kelt XIV. tc. a hajózást akadályozó duzzasztó gátak lebontásáról és a vízimalmok megfelelőbb elhelyezéséről intézkedik. A Maros-szabályozásnak első lépései azok a felhívások, amelyeket egy-egy nagyobb só szállítmány elindítása előtt az érdekelt hatóságokhoz intéztek a mederben lévő akadályok eltávolítása ügyében. Minthogy a hatóságok kellő technikai felkészültség és anyagi erő hiányában csak részben tudtak e megbízatásuknak eleget tenni, azon kívül egy-egy újabb áradás után újabb akadályok

mutakoztak a mederben, elrendelték a folyó vonalának évenkénti rendszeres bejárását (Eperjessy 1993). A medervizsgáló bizottság tagja alkották az ún. „Wasserkommissio”-t, amely lassanként a Maros feletti felügyeleti hatósággá nőtte ki magát. Egy 1777-ben kelt kancelláriai rendelet felhívta a figyelmet a magyarországi és erdélyi szakasz kooperációjára. A bizottság munkájáról részletes jegyzőkönyvek készültek, amelyek sok értékes adatot tartalmaznak a Maros futásáról és a hajózásról (Eperjessy 1993). A kamara gyakorlati utasításokat tartalmazó tervezeteket dolgoztatott ki a meder tisztításáról. Nagy jelentőségű a helytartótanács 1783-ban kiadott „mérnökszabály” rendelete, amely előírja az évenkénti folyóbejárást, a vízállás mérését, a folyó térképezését stb. A folyammérnököket napló vezetésére és a mederviszonyokat részletesen bemutató revíziós táblák kiállítására kötelezi. Az évenkénti folyóbejárás lehetővé tette a meder pontos megismerését és a szabályozást igénylő helyek kijelölését. Fontos adatokkal szolgálnak az 1784-ben elkészült I. katonai felmérés térképszelvényei is a hozzájuk tartozó országleírással együtt (Eperjessy 1971, Tóth 1992). Nagy alapossággal tüntették fel a Maros kanyarulatait, a Száraz-eret, a tavakat, és ereket. A korszak legtökéletesebb folyami térképei a Marosról készültek 500 ölenkénti mederszelvényekkel Vertics J. munkájaként (Ihrig 1973). A II. József által elrendelt országos folyófelmérés szervezetében a mérés 1785-ben kezdődött, ezek alapján 1787-88-ban kezdték meg az elsődleges térképek szerkesztését, végül 1789-ben a mederszelvényeket rajzolták meg (Tóth 1992).

A medertisztítást külön hivatal, a folyammérnökségnek megfelelő „Marosraumungamt” végzi (Eperjessy 1993). Sax Z. kamarai mérnök szemleútjai alkalmából hajózási térképeket is készített a folyóról, majd szabályozási terveket készített és hajtott végre. Több kiváló hazai mérnök, mint Vedres I., az említett Vertics J. és Giba A. dolgoztak a meder tisztításán és az elöntött területek ármentesítésén. Eltávolították a veszélyes malomgátákat, megtisztították a folyót a mederben lévő tuskóktól és uszadéktól. Kivágták a part közvetlen közelében lévő erdősávokat és a beomló helyeket fűzfával kötötték meg. A bizottság által kijelölt helyeken a part biztosítására sarkantyúkat építettek, egyeseket a régiék közül lebontottak (Eperjessy 1993).

A tervszerű szabályozási munkálatokat megelőzően a Tisza árterületéhez tartoztak a Földeák–Makó–Kiszombor–Valkány vonaltól nyugatra eső területek, míg a Maros öntötte el az Arankaköz többi részét, sőt azon túlnyúlva érintkezett a Béga árterületével (Márton 1914). Egy keskeny parti sáv tartozott csupán a Maros jobb parti árterületéhez, ami Pécska és Arad között szélesedett ki, valamint a Száraz-éren keresztül történő lefolyás volt jellemző. Nem meglepő tehát, amikor Tóth (1992) munkájában arról olvashatunk, hogy a Tisza 1845-ös áradása ellen Makó szélén nyúlgátat emeltek és miután azt a szőlőkkel együtt elmosta az áradás, az a Szent Anna utcáig jutott el. Hasonló eset történt 1855-ben is, amikor a Tisza áradása a makói belvárosi római katolikus templom küszöbéig ért el (Tóth 1992).

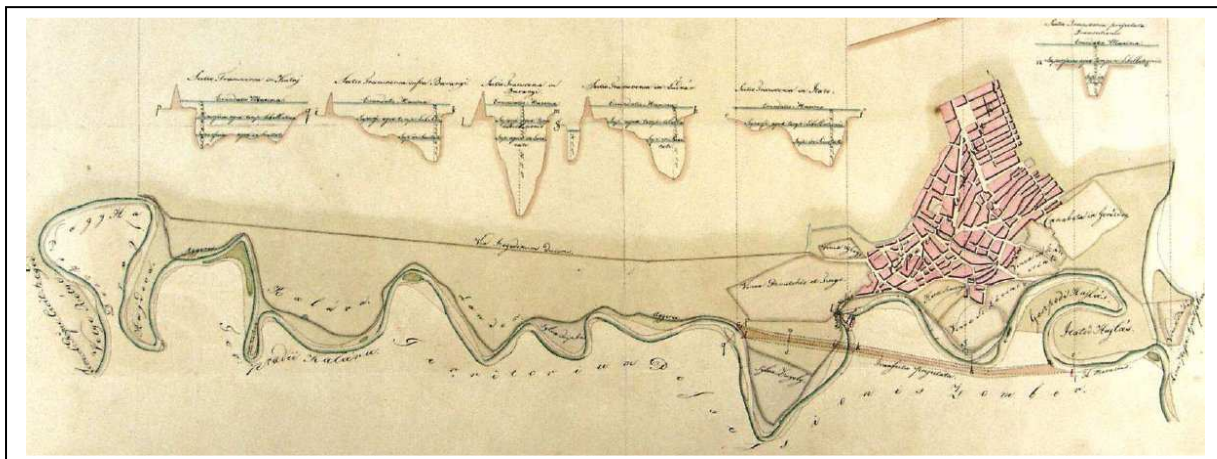
Az 1700-as évek második felében készült térképeken fokozatosan feltűnnek a töltésépítések és szabályozási beavatkozások nyomai. Egyes alacsonyabb helyeken és a nagyobb települések közelében töltéseket emeltek. Még az 1700-as években elzárták a Száraz-ér és az Aranka különböző kiágazásait is. Az árvizek azonban újra és újra áttörtek a régi medrekbe, vagy a megépült kezdetleges töltéseket tették tönkre (Laczay 1975). Az első töltések a bal parton már 1750 táján megépültek. A 19. század elején Perjámostól Deszsig épült árvédelmi töltés, 1827-ben megépült a deszk–szőregi szakasz, a jobb parton a kezdeti töltésépítések az 1821. évi árvíz után folytatódtak (Márton 1914, Laczay 1975). Sok esetben azonban nem tudták a legcélszerűbb vonalazás szerint megépíteni a töltést, mert a helyileg érdekelt földbirtokos nem járult hozzá a terület kisajátításához.

A tervszerű és átfogó töltésépítés – amely tulajdonképpen a Maros nagyvizeinek a szabályozását szolgálta – a szabadságharc után, az 1850-es évek végén indult meg. Javult a helyzet, amikor baloldalon 1858-ban a Felsőtorontáli Ármentesítő Társulat, a jobb oldalon

pedig, 1881-ben a Körös-Tisza-Maros Ármentesítő és Belvízszabályozó Társulat (az ország legnagyobb érdekeltségi területtel rendelkező társulata) megalakult (Lacza 1975, Török 1977). Sajnos azonban még ezután is lassú és vontatott volt a töltések építése és erősítése, ezért gyakoriak voltak a töltésszakadások. Változás akkor következett be, amikor megalkották az 1881. évi XII. törvényt, amely kötelezővé tette a töltések kiépítését és a szervezettebb árvízvédekezést (Török 1977). Az 1884. évi XIV. t.c. - az ún. „tiszai törvény” -, pedig kimondta, hogy a mederszabályozást az állam költségén, míg az ármentesítést és belvízrendezést társulati fedezettel hajtás végre (Schmidt 1929). Az 1885. évi (XXIII.) vízjogi törvény rendelkezése értelmében az ártérfejlesztés során az addigi, a töltések létesítése után ott tapasztalt legnagyobb árvízszint a mérvadó (Schmidt 1929). Ez alapján a töltéseket a fokozatos fejlesztések során először az 1881. évi nagyvíz fölé 1,5 méterre, a víz felől 1:3, a mentett oldalon 1:2 rézsúval, 6 m koronaszélességgel és 4 m-es padkával építették ki (Török 1977). Míg a töltések méretei az idők folyamán fokozatosan fejlődtek, vonalazásuk máig is tükrözi a korábbi építés hibáit. A jobb parton a torkolat-Makó közötti töltés vonalazása nagyjából megfelelő, a bal parton azonban néhány helyen erősen kifogásolható. Különösen, ahol a töltések még az átvágások megépítése előtt épültek és követik a régi meanderek vonalát (Lacza 1975).

A középvíz-szabályozás a Maroson néhány átmetszéssel már a 18. század közepén megkezdődött (Lacza 1975). Az első nagyobb jelentőségű szabályozási munkát a folyó Makónál lévő egyik kanyarulatának átvágása volt 1754-ben. A munkálatok megkezdésének közvetlen előzménye az volt, hogy az említett kanyarulat 35-40 év alatt mintegy 130 lépéssel¹ került közelebb a városhoz, elérve annak peremét illetve az 1751-es karácsony esti árvíz során két sorházon és a hozzájuk tartozó kerteken kívül a város két terét is elpusztította (Eperjessy 1927). Az árvíz a szőlőket és gyümölcsösöket homokkal és iszappal lepte be, a nagy gonddal épített töltéseket elsöpörte. (Később, 1779-ben Arad és Radna között vágtak át egy túlfejlődött kanyarulatot; Lacza 1975). Az 1754-ben történt átvágás nem érte el célját, a folyó fokozatosan elhagyta ásott medrét, és ismét pusztítással fenyegette a várost (Tóth 1992). Vertics J. ezért újabb átmetszést javasolt 1814-ben és arra tervet is dolgozott ki. A királyi helytartótanács által kiküldött Öry F.D. azonban felismerte, hogy a javasolt átmetszéssel a laza talaj természetéből kifolyólag Makó néhány év múlva ismét hasonló helyzetbe kerül. Ezért három, Makó alatti kanyarulat átvágásának tervét dolgozta ki 1815-ben, de hibája, hogy nem tervezett elegendő szélességű hullámteret. A munkálatokat megkezdtek, azonban az nemsokára pénz hiányában abbamaradt. Buday M.-nek a munkálatok folytatásához 1820-ban készített terve hasonló, azonban ő már megfelelő szélességű hullámtérrel is számolt (Tóth 1992). Minden idők egyik legnagyobb árvize zúdult Makóra 1821-ben, ami siettetette a munkálatok folytatását. A Maros további szabályozását, újabb átvágások építését azonban évtizedekig akadályozták és késleltették a különböző vármegyék, birtokosok eltérő érdekei, valamint igen nagy részben Szeged város ellenállása (Márton 1914, Tóth 1992). Eközben 1827-ben Giba A. Makó és Kiszombor közötti szakasról készített szabályozási tervet, amihez több mederkeresztmetszetet is tartozott (2.2. ábra). Szathmáry S. Perjámostól a torkolatig terjedő vízrajzi térképsorozata 1829-ben készült el (Tóth 1992). Az 1814-32 között tucat szám készített felmérések, helyi szabályozási tervek végső, lezárt szakaszát jelentette a Királyi Maros-szabályozó Bizottság által jóváhagyott Maros-átvágási terveinek térképe (1832), ami Csanádtól a torkolatig terjed. Az akkor elfogadott terv nagyrészt megvalósult, a torkolat is a terv szerint alakult, igaz 1830-tól 1854-ig folyt a vita elhelyezkedéséről (Lacza 1975). Az egyik javaslat szerint Szeged biztonsága érdekében a szőregi kanyarulatától kezdve a város alatt, a Boszorkány-szigetnél tervezték a Maros bevezetését a Tiszába. A város ez ellen

¹ lépés (lat. *gressus*, ném. *Schritt*): római előzményű hossz mérték. Első okl-es említése magyarul: 1262. Hossz- és földmérésnél gyakori ált. mérték. 2 láb, azaz 63,2-93,7 cm. 3 alegysége közül a királyi ~ 93,78 cm (Magyar Katolikus Lexikon).



2.2. ábra: Giba A. szabályozási terve Csordajárás és Zugoly térségében (1827)

kereskedelmi és gazdasági okokból tiltakozott (Lacay 1975). A Maros vízének az Aranka medrébe való terelése is felmerült (Tóth 1992), végül a Tápé–Vetyehát vonalán történő bevezetés mellett döntöttek (Lacay 1975) és csupán 1860-ban készültek el a munkálatokkal (Török 1977). Ezek után könnyen érthető, hogy Vásárhelyi, mint hajózási felügyelő 1842-ben a Marost azon folyók sorában említi, amelyekről az előleges külső mérések már elkészültek, a végleges szabályozási terv is legkésőbb 12 hónap alatt elkészülhet (Eperjessy 1993).

A tervszerű középvíz-szabályozási munkálatok az 1840-es években kezdődöttek a túlfajlett kanyarulatok átvágásával. Míg a Tiszánál, vagy a Körösnél az átmetszések létesítése elsősorban az esés növelését és ezzel a nagyvizek gyorsabb levonulását célozta, addig a Maros esetében a vízparti települések pusztulásának megakadályozása (Tóth 1993), valamint a hajózhatóság feltételeinek javítása volt az elsőrendű szempont (Ihrig 1973), amit Gillyén (1912a) rövid közleménye is érzékeltet. Az utolsó átvágás 1871-ben készült el a mai Magyarországi szakaszon Apátfalvánál. Lippától a Maros torokig 33 mederátmetszést végeztek, a folyó 260 km hosszú szakaszát 88 km-rel megrövidítve. Hatására az esés duplájára nőtt, a meder beágyazódott, 1 m körüli vízszintsüllyedések következtek be (Kvassay 1902, Lacay 1975, Somogyi 2000b). A 33 átvágásból (2.1. táblázat) 18 esik magyar, illetve magyar-román közös szakaszra (Márton 1914, Török 1977).

A Maroson intézményes kisvízi folyószabályozás (meder- és partbiztosítás, valamint a hajóútvonal kialakítása) az 1800-es évek végén kezdődött Girardon francia mérnök elméletének megfelelően, a ma Romániához tartozó Konop és Arad közötti folyószakaszon (Török 1977). Itt a munkálatokhoz szükséges kő könnyen beszerezhető volt ellentétben a folyó alsó szakaszával, ahová azt nagy távolságból kellett szállítani, ezért csak ott védekeztek, ahol halaszthatatlan volt (Gillyén 1912b). Az első világháborúig Konoptól lefelé mintegy 40 km hosszú szakaszon sikerült olyan kisvízi medret előállítani, ahol a hajózás biztonságos volt (Török 1977). A szabályozási művek úgy épültek, hogy a homorú oldalt terméskőből, a domború oldalt puha anyagból, legtöbbször fűzrözséből készítették, a keresztirányú művek sokszor messze benyúlnak a mederbe. A szabályozó munkákat a Maros torkolatától indulva felfelé is megindították 1903-ban, először Makóiig, majd Apátfalváig 33 km hosszúságban. A kő drágasága miatt azonban téglával terhelt ideiglenes jellegű rőzseműveket építettek (Csermák 1929) és kövel való véglegesítésüket elhalasztották. Ezek az első években rendeltetésüknek meg is feleltek, később azonban a rőzseanyag korhadni kezdett és a művek is pusztulásnak indultak (Gillyén 1912b). A Maroson 1929-től 1944-ig jelentősebb beavatkozás csak a makói híd környékén volt, nagyobb munkálatok a II. világháború után indultak el. Ismételten inkább a vegyes anyagú művek kerültek előtérbe, terméskőből csak a homorú oldalon épített partbiztosítás padka feletti rézsű burkolását (+2,5 m magasságig) és kis mélységek esetén a padka alatti lábazat rögzítését készítették (Török 1977). A vezető- és

párhuzamműveket, továbbá sarkantyúkat és bekötőgátakat rakatos rőzseművekből építették (Csermák 1929, Török 1977).

Átmetszés helye	Az átmetszések			
	száma	Hossza (m)	Építés befejezésének ideje	végrehajtása
Nagylaknál	1	2000	1855	közmunka
M-Csanád és Szb.-Csanád között	2	2500	1955 1862	társulat
Apátfalvánál	1	900	1871	állam
Apátfalva alatt ún. szecsői átmetszés	1	1200	1855	közmunka
Apátfalva alatt ún. tárnoki átmetszés	1	1400	1854	közmunka
Makó fölött az ún. fehérházi átmetszés	1	800	1854	közmunka
Makó fölött az ún. goszpodi átmetszés	1	700	1846	közmunka
Makónál az ún. hányási átmetszés	1	1300	1855	közmunka
Kiszombornál az ún. zugolyi átmetszés	1	1600	1855	közmunka
Makó alatt az ún. csipkési átmetszés	1	550	1865	társulat
Klárafalva alatt az ún. kis-hajlási átmetszés	1	350	1856	közmunka
Klárafalva alatt ún. nagy-hajlási átmetszés	1	400	1856	közmunka
Klárafalva alatt ún. vetyeháti átmetszés	1	950	1858	közmunka
Deszk fölött	1	1700	1858	közmunka
Deszknél az ún. székelői átmetszés	1	300	1860	közmunka
Deszk alatt	1	1700	1869	közmunka
Deszk alatt ún. marostői átmetszés	1	2200	1860	közmunka

2.1. táblázat: A Maros magyarországi szakaszán végzett átmetszések (Török 1977)

Ma a torkolat-Makó közötti szakasz jelentős része szabályozottnak tekinthető. A szabályozás azonban inkább helyi jellegű, illetve rövidebb szakaszokon összefüggő, mintsem egységes és általános középvíz-szabályozásról beszélhetnénk. Mivel az első világháború után a Makó-Nagylak közötti folyószakasz határszakasz lett, ezért gyakorlatilag azóta is szabályozatlan (Lacza 1975). A III. Országos Vízgazdálkodási Keretterv adatai szerint 17 km-es szakasza szabályozott, 8 km részben szabályozott, míg 25 km-es hossza szabályozásra szorul (Somogyi 2000b). A munkálatok eredményeként a folyó jelenlegi futására jellemző, hogy Nagylaktól lefelé mintegy 10 km hosszban néhány nagy kanyart alkot, ahol a meder különösen a tetőpontok környezetében erősen túlszélesedett, zátonyok, szigetek alakulnak ki (Sipos 2006). A 40. fkm-től a magyar szakaszig a meder álkanyarokkal összekötött, rossz vonalazású, túlszélesedett egyenes szakaszokból áll, erős zátony és szigetképződéssel. Makótól kb. a 21. fkm-ig hosszú egyenes, némileg túlszélesedett szakasz következik, a szigetképződés azonban csökken (Sipos 2006). A 20-11. fkm között a széles hullámtéren nagy, helytelen vonalazású kanyarok vannak, helyenként töltéshez szoruló éles tetőpontokkal és túlszélesedett szakaszokkal. A torkolat fölötti néhány kilométerre helyes vonalvezetés jellemző (Lacza 1975).

A Maros 1950-es évek óta bekövetkezett mederváltozásaira a meder egyértelmű szűkülése a jellemző a maximális, minimális és átlagértékek tekintetében is, ami a meanderező mintázat újbóli kialakulását és az ártér területének növekedését vetítheti elő (Blanka et al 2006, Fiala et al. 2006, Sipos 2006). A folyó egyes (nem bevédett) kanyarulatai esetében az elmúlt 50 évben 50-60 m-es eltolódást (Sipos 2006), illetve az elmúlt 25 évben akár 40-50 m széles övzátony felszínek épülését is megfigyelték dendrokronológiai módszerrel (Blanka et al. 2006). A medervándorlás mértéke nagy valószínűséggel még ezeken

a rövid mederszakaszokon is elmarad a szabályozásokat megelőzően helyenként megfigyelt (Eperjessy 1927) igen nagy mértékű (35-40 év alatt kb. 100 m) medervándorlástól.

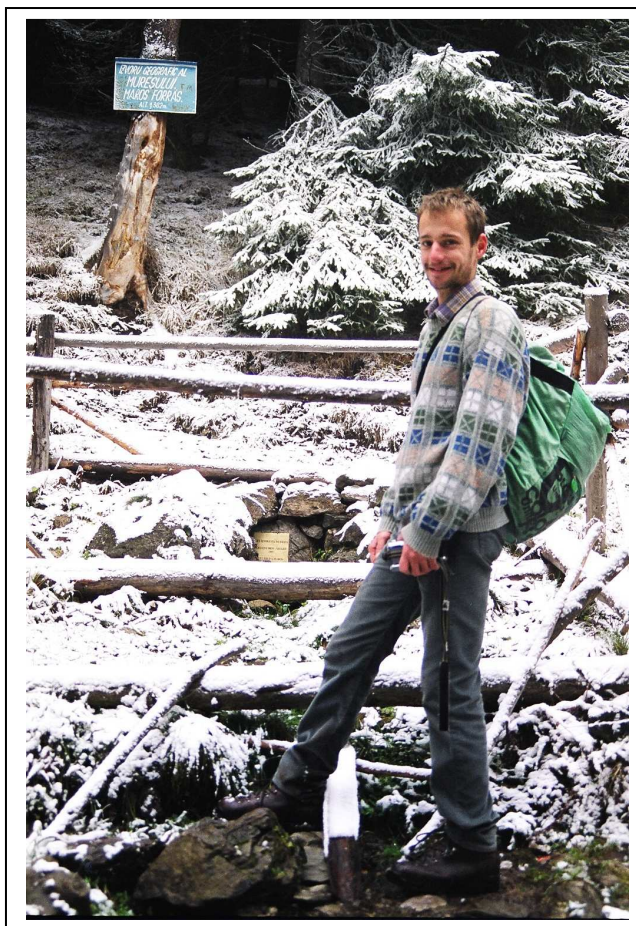
A Maros legutóbbi általános szabályozási terve 1977-ben készült el (Török 1977), benne megállapítják, hogy a folyó magyar szakaszán meglévő művek beilleszthetők egy általános szabályozási tervbe, de legnagyobb részük javításra szorul. A közös határszakaszon a bal parti művek állapotáról nem sokat tudunk, a román szervek 60 év alatt javítási munkálatokat nem végeztek rajtuk, a magyar oldalon levőkön csak annyi javítást végeztek, amennyihez a román fél hozzájárult.

2.3 A Maros vízrendszere és hidrogeográfiája

A Tisza egyik legjelentősebb részvízgyűjtőjét a Maros vízrendszere alkotja. A folyó teljes hossza Márton (1914) szerint 683 km, Laczay (1975) 749 km-re teszi, míg Andó (2002) 766 km-nek adja meg. Völgyének hossza 651 km, forrása és torkolata között a távolság légvonalban 425 km (Márton 1914, Laczay 1975). A folyó teljes hosszából 51 km esik hazánk területére Nagylak és a torkolat között (Török 1977, Andó 2002), ebből azonban 21 km Makóig közös román-magyar határszakasz.

A Maros forrásának magassági viszonyait illetően is több adattal találkozhatunk: Márton 892 m-t említ, Laczay román adatokra hivatkozva a Hargita északi részén Marosfőnél 850 m-es magasságban eredő forrásról ír, míg Andó szerint a Maros a Gyergyói-havasok délnyugati lejtőin ered 1450 m-es tengerszint feletti magasságban. Valójában a Marosnak jelenleg két ismert forrása van. Egyik a Marosfőnél említett alacsonyabb szintben található, míg a másikat a Gyergyói-havasok oldalában, 1995-ben a szegedi Geo-Environ foglalta. Ott jártamkor azt román felíratú tábla 1382 m-es magasságban jelölte meg (2.3. ábra). A Maros 81 m tengerszint feletti magasságban torkollik a Tiszába Szegednél.

A Maros vízgyűjtőjének területe Andó (2002), valamint Boga és Nováky (1986) adatai alapján $30\,332\text{ km}^2$, míg Laczay szerint $30\,137\text{ km}^2$ -nek adódik, amiből 1185 km^2 esik hazánk területére, a fennmaradó rész Romániához tartozik. Ez a 30 ezer km^2 körüli érték a Tisza vízgyűjtőjének 20 %-át jelenti. Maga a vízgyűjtő két jellegzetes részre osztható, (1) az Erdélyi-medence területére eső ÉK-DNy-i tengelyű, durván $250\times 100\text{ km}$ -es négyszögre, illetve (2) a Dévától keletre húzódó egységre, ahol a vízgyűjtő tengelye K-Ny-i irányú, 200 km hosszú és 20-40 km széles keskeny sáv (2.1. ábra). Domborzatát tekintve három részre tagolható: É-on, K-en és D-en a vízgyűjtőt határoló



2.3 ábra: A Maros forrása a Gyergyói-havasokban, a táblán 1382 m-es magasság szerepel (a szerző saját felvétele)

magas hegyekre, az Erdélyi-medence belsejére és az alföldi szakaszra. A vízgyűjtő 25 %-a hegyvidék, 55 %-a fennsík és dombvidék, 15 %-a folyó völgy jellegű és 5 %-a síkság (Lacza 1975, Andó 2002).

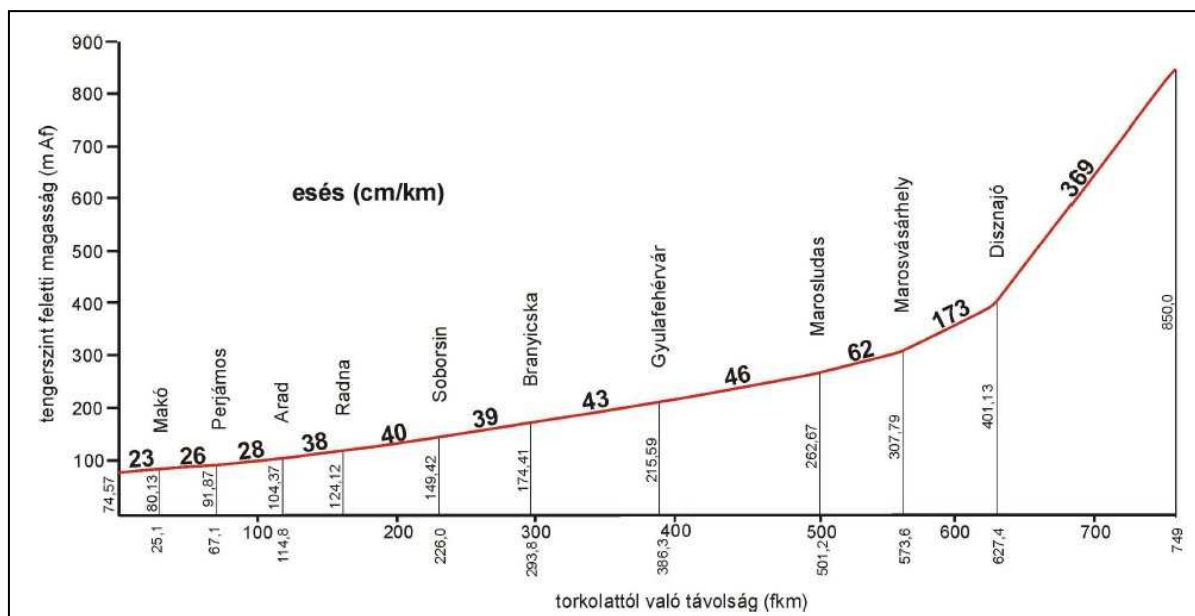
A Maros vízgyűjtőjén a vízhálózat igen sűrű, román vízrajzi térképek összesen 161 Marosba torkolló vízfolyást tüntetnek fel, ebből mintegy ötvenet időszakosan kiszáradónak minősítenek (Lacza 1975). A mellékfolyók saját vízrendszerét is figyelembe véve mintegy 430 vízfolyás alkotja a Maros vízrendszerét. Legjelentősebb mellékfolyóinak adatait a 2.2. táblázat tartalmazza. A Marosból a hordalékkúpon az Aranka és a Száraz-ér indul ki, míg magyar területen a bal parti vízrendszert már csak belvízcsatornák alkotják.

A mellékfolyó							A Maros vízgyűjtője a torkolat	
neve		hossza	vízgyűjtőjének		torkolata		felett	alatt
jobb part	bal part		területe	átl. esése			km ²	
		km	km ²	m/km	tszf.	fkm		
Toplita		29	212	33	655	677	1085	1297
	Görgény	55	564	17	360	603	2565	3130
	Nyárád	78	609	13	287	542	4265	4874
Kapus		60	529	n.a.	274	515	5191	5720
Ludas		61	646	n.a.	271	500	5992	6638
Aranyos		164	2970	6	263	467	6663	9633
	Küküllő	249	6157	5	234	398	10750	16907
Ompoly		60	576	17	219	377	17244	17820
	Sebes	93	1288	20	215	373	17850	19138
	Kudzsir	61	358	280	201	343	19553	19911
Gyógy		33	324	24	194	328	20074	20398
	Berény	45	408	28	191	322	20494	20902
	Sztrigy	92	1926	15	188	310	21084	23010
	Cserna	73	738	13	184	301	23141	23879
	Dobra	44	183	21	172	266	24917	25100

2.2 táblázat: A Maros fontosabb mellékfolyói (Török 1977, Lacza 1975)

A Maros esésviszonyai alapján négy szakaszra osztható (2.4. ábra). A 110 km hosszú Felső-Maros a forrásától a Maroshévíz–Déda-szorosig tart. Esése itt igen jelentős, Török (1977) adatai szerint (a Marosfői forrástól számítva) 369 cm/km, a vízfolyáshálózat sűrűsége 1,2 km/km² (Boga és Nováky 1986). A Középső-Maros (Dédától–Gyulafehérvárig 266 km) esése már csupán 46 cm/km, míg 1 km/km² alatti a vízfolyáshálózat sűrűsége, ami az Alsó-Maroson Lippáig (225 km) 38-43 cm/km-re csökken, illetve 1 km/km² körül marad. A Maros a síkságra Lippánál lép ki, a lippa-szegedi szakasz hossza mintegy 162 km, a folyó esése itt 22 cm/km-re csökken.

A Maros vízgyűjtőjére a nyugati szelek hozzák a legtöbb csapadékot, de a mediterrán és kelet-európai légtömegek is hatással vannak rá. A vízgyűjtőt övező hegykoszorú jelentősen befolyásolja a csapadékviszonyokat, hiszen csupán az északnyugati oldalon alacsonyodik le 500-1000 méterre, így az onnan érkező légáramlatok akadály nélkül juthatnak a medence belsejébe, míg a többi égtáj felől érkező légtömegek a hegykoszorú külső oldalán elveszítik páratartalmuk zömét. Ezért a nyári félévben az Atlanti-óceán felől érkező légáramlatok hatására a medence bőséges esőzést kap, míg télen a délről érkező esőkből a vízgyűjtőre viszonylag kevesebb csapadék jut (Csoma 1975). A csapadékviszonyok ennek megfelelően



2.4 ábra: A Maros esésviszonyai a vízmércék „0” pontjai alapján (Török 1977, Sipos 2006)

igen változatosak. A forrásvidék környékén, a Csíki-havasokban és a Gyergyói medencében igen kevés a csapadék, néhol még a 600 mm-t sem éri el. Innen nem messze a Görgényi-havasok nyugati oldala a vízgyűjtő egyik legcsapadékosabb része (1200 mm). Az Erdélyi-medencébe érve, annak zártsága miatt újra lecsökken az évi átlagos csapadékmennyiség (Gyulafehérvár táján 500 mm). A déli oldalon a Retyezát és a Kudzsiri-havasok, valamint az Aranyos felső folyásán a Gyalui-havasok és a Bihar magasabb területein ismét 1000 mm felett van, majd Lippától lefelé 700-800 mm-ről egyenletesen csökken. Andó (2002) román irodalomra hivatkozva a Maros és mellékfolyóinak 70-80 %-ban csapadékból való táplálkozásával számol.

A Maros vízjárását a csapadék mellett a fajlagos lefolyás és az összegyülekezés körülményei határozzák meg. A fajlagos lefolyás értéke a domborzattól, növényborítottságtól és a talajviszonyoktól függően igen változó. A vízgyűjtő magashegységi területein a sokévi fajlagos lefolyás 30-50 l/km²/s, de elérheti az 1700 l/km²/s-t is. Az Erdélyi-medence középső részén 2-7 l/km²/s átlagosan, míg maximálisan 500 l/km²/s. Ezután a Déva-Lippa közötti szakaszon az átlagos lefolyás 1 l/km²/s alá is lecsökken, majd Lippa alatt az alföldi szakaszon 0,5 l/km²/s körül ingadozik (Csoma 1975).

Az összegyülekezés folyamatában és a vízjárás alakulásában a mellékfolyók fontos szerepet játszanak. A heves vízjárás, gyors vízszintemelkedés és az ugyanolyan gyors apadás jellemző rájuk. A rövid és nagy esésű völgyekből egy-egy zápor csapadéka szinte késleltetés nélkül fut le a kisebb vízfolyásokon. A mellékfolyók vízjárásának megfelelően a Maros felső szakaszának vízjárása is igen heves. Ez az alsó szakaszon – ahol nincsenek mellékfolyók – mérséklődik, de a felső szakasz hatása a torkolatig érezhető (Csoma 1975).

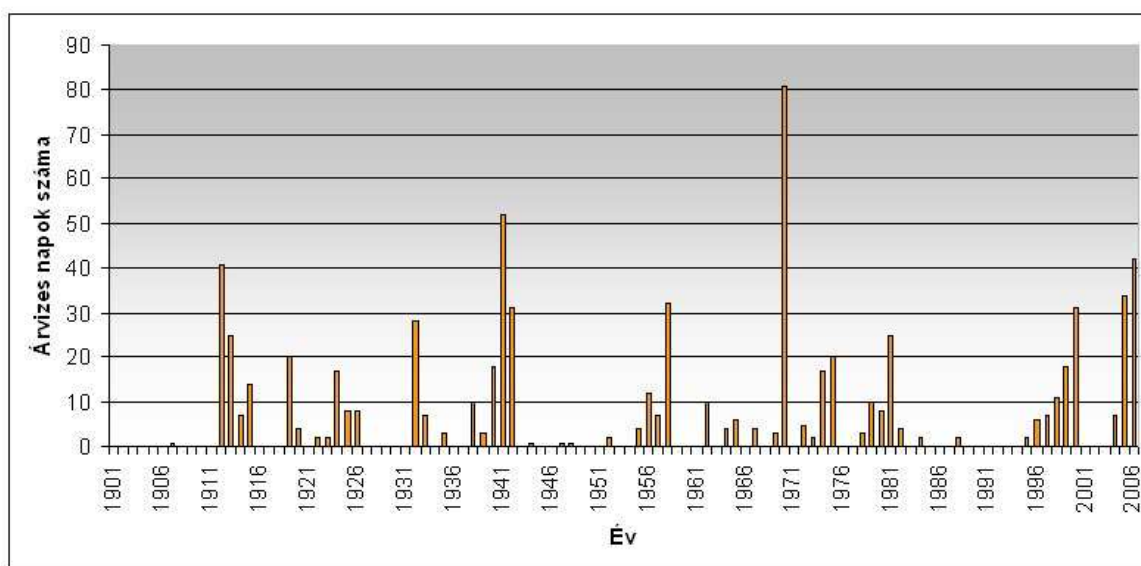
A Marosnak évenként két jelentős áradása van (tavaszi és a nyári zöldár). Első esetben a kiváltó ok az erős besugárzás hatására bekövetkező februári hóolvasás. Csoma szerint (1975) a vízjárásra általában az április-május havi maximumok a jellemzőek. Ezt a csapadékjárással összehasonlítva, a lefolyás maximumát a tavaszi hóolvasással együtt jelentkező esők határozzák meg az alsó szakaszon. A vízgyűjtőn a csapadék mennyisége januártól júniusig nő, majd januárig csökken, így általában nincsenek őszi áradások (Márton 1914, Andó 2002). A legkisebb hozamok az alsó szakaszon szeptember-októberben jelentkeznek, Boga és Nováky (1986) ezt szintúgy októberre teszi. Az áradások a folyó

szakaszain egyenlőtlenül oszlanak meg, ritkán jegyezték fel olyan áradást, ami a folyó egész hosszára kiterjedt volna (pl. 1932-ben és 1970-ben).

A folyó magyarországi szakaszának vízjárását tekintve a makói vízmérce adatait célszerű figyelembe venni, mivel innen 1864 óta vannak észlelési adatok. Fontos azonban megjegyezni, hogy a Tisza természetes vízszint-duzzasztó, illetve süllyesztő hatása még a makói vízmérce szelvényében mért vízállásokra is befolyással van. Ez olyan mértékű lehet, hogy a makói vízmérce adatai önmagukban alkalmatlanok annak megkülönböztetéséhez, hogy marosi, vagy tiszai eredetű-e az ottani vízállás (Vágás 1981). Vágás számításai szerint tiszai duzzasztás nélkül a makói vízmércén egyes esetekben még 1-1,5 m-rel is alacsonyabb lehetett volna a vízállás, és számos makói tetőzés 50-60 cm-rel alacsonyabb vízállással is végbemehetett volna. A Tisza vízszint süllyesztő hatása Makónál ennél mérsékeltebb (Márfai 1984). A Maros árvize általában megelőzi a Tiszáét. Az 1892-1971 közötti időszakban előfordult 403 árhullám adatai alapján leggyakoribb az az eset, amikor Szolnokon és Makón egyidejű a két folyó tetőzése. Szeged vonatkozásában ebből az következik, hogy a Maros árhulláma leggyakrabban (az esetek 20 %-ban) két, illetve három (17 %) nappal előzi meg a Tiszáét. A tiszai árhullám megelőzésének és követésének esetei azonban széles intervallumban (-9 és +10 nap között) előfordulhatnak (Márfai 1978).

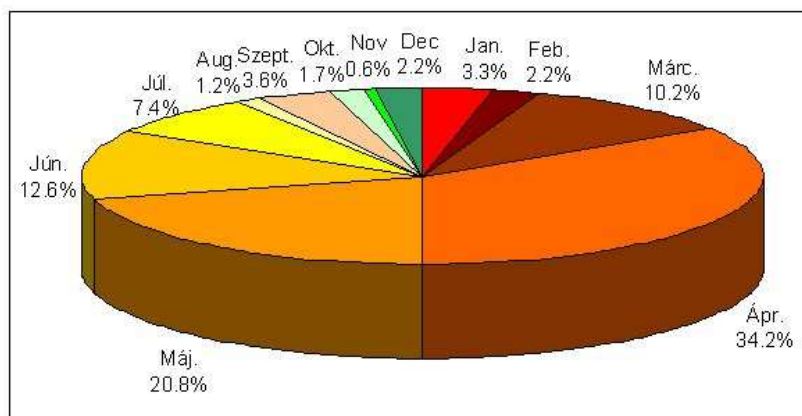
A Maros vízjárásának jellegzetességeit, az 1876-1981 közötti időszak évi nagyvízállásainak (NV), nagy vízhozamainak (NQ) és közép vízhozamainak (KÖQ) eloszlását tanulmányozta Simonné Harangozó M. (1984). Öt részidőszakot tekintve (a Tiszán megfigyelt árvizes és árvízmentes időszakokat követve) nagynak mutatkoznak az eltérések a közvetlenül egymást követő időszakokban. Tehát a Maros mintegy 100 éves vízjárás történetében a fenti három paraméter tekintetében elkülönülő részidőszakok választhatóak el. Az 1876-95, 1913-1942, 1963-81 közötti időszakokban a megfigyelt paraméterek (NV, NQ, KÖQ) nagyobbak voltak, mint a köztes időszakokban. Azonban hosszabb (53 éves) vizsgálati időtartamokat összehasonlítva az adatok egyöntetűnek bizonyultak a részidőszakok esetében.

A vízállások gyakoriságát és tartósságát tekintve megállapítható, hogy az első árvízvédelmi fokozatot meghaladó vízállások (450 cm) gyakorisága (1921-70-es időszakban) évente 1 nap alatt volt (Csoma 1975). Az 540 cm-es vízállások visszatérési valószínűsége 30 év Boga és Nováky (1986) eloszlásfüggvénye alapján. A Tisza 50-75 % közötti vízállás tartóssága 3-4-szerese a Maros ugyanilyen vízállás tartósságának, a 75 % feletti pedig már 8-



2.5. ábra: Az árvíz napok száma a Maroson (a makói vízmérce 350 cm feletti vízállásai alapján)

9-szerese (Török 1977). A Maroson (10 cm-es osztásközt tekintve) leggyakoribbak a -10 és 0 cm közé eső vízállások (Sipos 2006). A meder-él magasságának és a vízállás változásának ismeretében meghatározható, hogy a hullámtéri akkumuláció feltételei mikor biztosítottak. Megfigyeléseim szerint a Maros 350 cm-es vízállása esetében lép ki medréből a makói vízmércénél (24,3 fkm), így a további, hullámtéri vízborítással kapcsolatos adatokat ez alapján számítottam ki. Az árvízi elöntés átlagos tartóssága ez alapján Makónál 6 nap (az átlag körüli szórás 7,33). A leghosszabb ideig (47 napon át) 1970-ben lépett ki a víz a hullámtérre és ebben az évben volt a legmagasabb (összesen 81 nap) az árvizes napok száma is (2.5. ábra). Fontos megemlíteni azonban azt is, hogy a Maros esetében igen gyakoriak a csupán 1-2 napos elöntést eredményező nagyvizek. A grafikon alapján több árvizes periódust

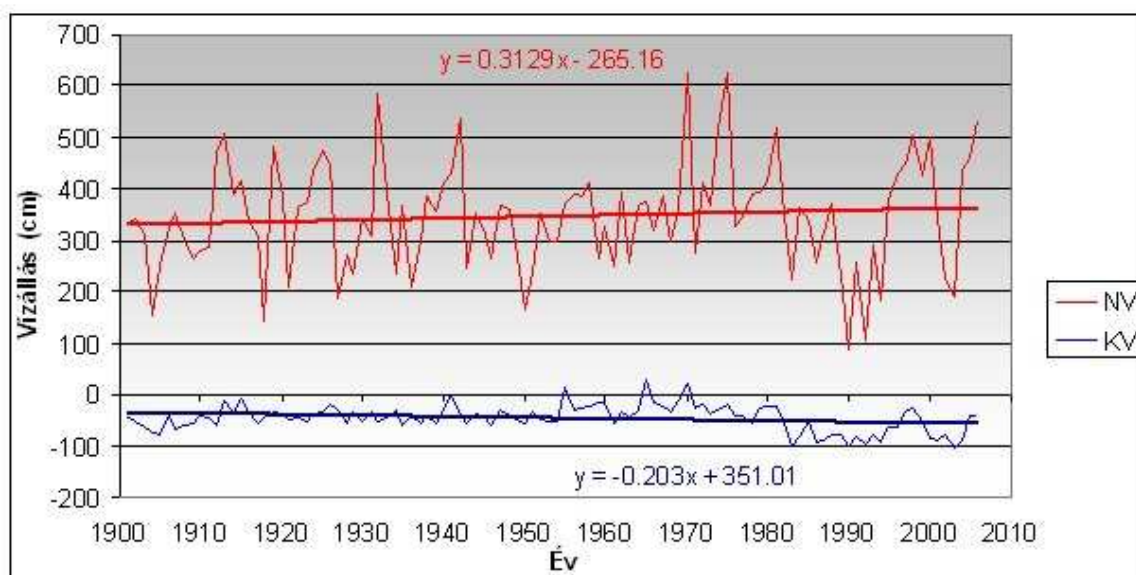


2.6. ábra: Az áradások havi gyakorisága a Maroson 105 év adatai alapján

lehet elkülöníteni az elmúlt évszázadban. A jelentősebb árvizes évek nagyjából 30 évenként követik egymást, de az ezredforduló óta eltelt rövid időszakban több tartósan árvizes esztendő is beköszöntött (1912, 1941, 1970, 2000-2005-2006). A Maros vize az esetek 67,5 %-ban az április-júniusi időszakban lépett ki medréből. Legvalószínűbbek az áprilisi, míg a legritkábbak a novemberi elárasztások voltak az 1901 és 2006 közötti időszakban (2.6. ábra). Számításaim szerint több mint 100 év alatt összesen 725 napon át lépett ki a víz a hullámtérre Makónál, ami igen csekélynek mondható. Saját számításaim szerint 105 év alatt összesen 88 napon haladta meg a Maros vízállása az első árvízvédelmi fokozatot. A Maros hazai szakaszán eddig mért legnagyobb vízállás (625 cm) az 1975. évi júliusi, míg a legnagyobb vízhozam érték (2420 m³/s) az 1970. évi májusi áradáshoz köthető. Az eddig mért legkisebb vízállást és vízhozamot 2003 szeptemberében figyelték meg (-108 cm és 31 m³/s). A folyó vízjátéka tehát 733 cm. A kisvizek és a nagyvizek változása eltérő irányba mutat (2.7. ábra), előbbiek átlagosan 21,3 cm-rel csökkentek, utóbbiak 32,85 cm-rel emelkedtek a vizsgált időszakban. A maximális és minimális vízhozam aránya 1:78, Szilávik (2002) adatai szerint ezek az értékek rendre 2450 ill 22 m³/s, valamint 1:111. Az 1901-1979 közötti időszak adatai alapján 95 %-os biztonsággal állítható, hogy az évi középvízhozam legnagyobb valószínűségű értéke 238 m³/s (Boga és Nováky 1986).

A Maros jégjárását illetően elmondható, hogy a jég általában január első napjaiban áll be és február közepe táján indul meg a zajlása. A jégborítás Makónál átlagosan 37 napig tart. A legrövidebb ideig tartó jégborítás a 10 napot sem éri el, viszont a leghosszabb 3 hónapnál is tovább tartott. A Maroson a jégtorlasz viszonylag ritka (Török 1977).

A Maros fajlagos munkavégző képessége (ω) Sipos (2006) számításai szerint a makói szelvényében 9,4 W/m², míg Apátfalva térségében 10,8 W/m², folyásirányban feljebb azonban helyenként elérheti a 25-50 W/m²-es értéket is.



2.7. ábra: A kis- és nagyvizek változása a makói vízmérce 105 éves adatsora alapján

A Maros hordalékára vonatkozóan az első adatot 1934-ből ismerjük (Schick 1934), ám ekkor csupán három, Deszk határában begyűjtött vízminta lebegtetett hordalékának elemzéséről van szó. Az 1950-es évek elején három tanulmány foglalkozott a Maros hordalékának fizikai és ásványos összetételével (Pákozdy et al. 1949; Mezősi és Donáth 1951, 1954). A Maros hordalékjárását behatóan Bogárdi (1954) tanulmányozta először a folyó deszki szelvényében, és ezek alapján ő határozta meg a folyó vízhozama és lebegtetett hordaléksúlya között fennálló összefüggést is (Bogárdi 1971). Rendszeres lebegtetett hordalék vizsgálatok 1967 májusában indultak meg a Maroson Makónál, de 1975-ben Csoma is úgy fogalmaz, hogy a folyó hordalékjárását részletesen nem ismerjük. Havi rendszerességgel végeznek hordalékmérést Makónál a vízügyi szakemberek.

A meder anyagára vonatkozóan 0,3-0,4 mm (Bogárdi 1954), illetve 0,4-0,7 mm-es (Csoma 1975) értékekkel találkozhatunk Deszknél és Makónál. Török (1977) adatai alapján a torkolattól felfelé a meder anyagának átlagos szemcseátmérője – esetenként kisebb visszaesésektől eltekintve – a magyar-román közös szakaszig 0,23 mm-ről 0,59 mm-ig nő.

Csoma (1975) közlése szerint a partok anyagára 0,03-0,07 mm átlagos szemcseátmérőjű anyag a jellemző. A Maros torkolatától 600 m-re, a folyóparton gyűjtött durvaszemű, sötétbarna homokban a 0,2-0,5 mm átmérőjű szemcsék az uralkodók. Lényeges mennyiségben szerepel benne amfibol, hipersztén és a nehezebben lebomló rutil, míg az olivin mennyisége közepesnek mondható (Pákozdy et al. 1949).

A görgetve szállított hordalék mennyiségére vonatkozóan csupán Bogárdi (1954) méréseire hagyatkozhatunk. Eredményei szerint a Maros görgetve szállított hordalékának hozama 0,9 kg/s ill. 28000 tonna évente, ami a Duna dunaújvárosi szakaszának hozamával egyezik meg és háromszor nagyobb, mint a Tiszáé Tápénál. A görgetett hordalék átlagos átmérője 0,2-0,3 mm-nek adódott, ami valamivel durvább, mint a Tisza görgetett hordaléka.

A Maros vízében található lebegő hordalék töménysége Schick (1934) szerint Deszknél 437 g/m³. A torkolattól nem messze az átlagos lebegtetett hordaléktöménység 1951. évi vizsgálatok szerint (Mezősi és Donáth 1951) 420 g/m³, a mért maximum pedig 4530 g/m³ volt, amit az alföldi szakaszt érintő zivatarok hatására a partok eróziójával hoztak kapcsolatba. Az 1952-ben Deszknél végzett rendszeres vizsgálataik során (Mezősi és Donáth 1954) a lebegtetett hordalék átlagos töménysége itt 233 g/m³-nek bizonyult, míg maximális értéke 1140 g/m³ volt. Bogárdi (1954) hosszabb távú (1931-40) adatai alapján az átlagos hordaléktöménység 500 g/m³. Csoma (1975) az újabb makói mérések alapján a 300-1400

m³/s-os vízhozamokhoz tartozó 300-900 g/m³-es értékeket tüntet fel. A hordaléktöménység a vízhozammal határozott kapcsolatot szerinte nem mutat. Maximuma legtöbb esetben nem esik egybe az árhullámok tetőzésével, néha korábban, máskor később következik be (Csoma 1975). Ennek oka a Tisza és a Maros egymásra hatása, de a szél és a helyi csapadékviszonyok is befolyásolják. A töménység legkisebb az őszi és téli hónapokban (Mezősi és Donáth 1951), ingadozása sokkal nagyobb mértékű, mint a Tiszán Tápénál. A Marosban alacsony vízálláskor a homokos, magas vízálláskor az iszapos és agyagos frakció játszik jelentősebb szerepet (Mezősi és Donáth 1954). A folyó évente átlagosan 8 300 000 tonna lebegtetett hordalékot szállít Bogárdi (1971) szerint, míg Csoma (1975) lényegesen alacsonyabb hordalékszállítással számol az újabb adatok alapján. A Maros lebegtetett hordalék hozama nagyjából megegyezik a Tiszáéval Tápénál, illetve a Dunáéval Vámoszabadinál. Ez azért figyelemreméltó, mert a Tisza közepes vízhozama mintegy ötszöröse, míg a Dunáé közel kilencszerese a megnevezett pontokban a Marosénak. A lebegtetett hordalék átlagos szemcseátmérője Deszknél 0,05 mm (Bogárdi 1954), Makónál 0,041 (Csoma 1975). Ásványos összetételére jellemző, hogy az erdélyi andezit vidékről származó törmelék nem jut le a Maros alsó szakaszára, azt a Mezőségen majdnem egészében lerakja. Anyaga nagyrészt az Erdélyi Érchegységből, Hegyes-Drócsáról, Kudzsiri-havasokból és a Pojana-Ruszka hegységből származik. A kvarc és csillám mindig jelentős mennyiségben szerepel és a gránát is közönséges ásványa, a muszkovit a biotittal a legnagyobb méretű benne (Mezősi és Donáth 1951, 1954).

2.4 A Marosszög kistájának környezeti jellemzői

Részletes vizsgálataimat a Maros alsó szakaszán, a Marosszögben végeztem. Mivel a vizsgált folyamatokban alapvető szerepe volt a növényzetnek, a domborzatnak, ezért fontosnak tartom ezek kistáj szintű bemutatását.

A Maros közvetlen környezetét hazánk tájbeosztása alapján korábban az Alsó-Tisza-vidék Maros-szög kistájához sorolták (Marosi – Somogyi 1990). A legújabb kutatási eredmények alapján a Marosszög három részre bontható (Deák 2006). Északi része a Tisza-Maros-szöge vagy Maroszug egykori mocsárvidéke és annak egymásba fűződő morotvái a Tiszával álltak kapcsolatban, ezért e terület a Dél-Tisza-völgyhöz sorolható. A Maros-szög déli részét (Torontál) a löszhátak csernozjom talajain löszgyep maradványok és lösztölgyesek jellemzik, míg szikeseit monodomináns *Alopecurus* szikes rétek, ritkábban ürmös puszták borítják. Deák kiemelten kezeli a Maros árterét, amelyet Alsó-Maros-völgy néven említ, ami a Makó feletti szakaszon összeszűkül és Románia területén is folytatódik, itt döntően nyers öntéstalajok jellemzik.

A Maros menti terület domborzatára a 78-88 m közötti tszf-i magasságú, kis átlagos relatív reliefű tökéletes ártéri síkság a jellemző, amelyet kisebb ármentes térszínek tarkítanak. A felszíni formák nagyobb része folyóvízi eredetű, a felszínt a Maros különböző mértékben feltöltődött holtágai, morotvaroncsai fedik. A folyóvízi eredetű pleisztocén rétegek fedője infúziós lösz, míg a felszínt 8-15 m vastagságban holocén üledékek borítják. A felszínt homokliszt, ártéri iszap és agyag, a Maros övzátonyait homok borítja (Marosi – Somogyi 1990).

A kistáj meleg, száraz, de Makó térségében mérsékelten száraz éghajlatú. Az évi napsütés összege megközelíti a 2100 órát, az évi középhőmérséklet 10,5-10,6 °C, a vegetációs időszakban pedig 17,4-17,5 °C. Évente 195-196 napon át nem csökken a hőmérséklet fagypont alá. Az évi csapadékösszeg 580 mm körüli, Makó térségében kevéssel a 600 mm-t is meghaladja. Ariditási indexe 1,21, Makó térségében 1,16. A D-i és az É-i, ÉNy-i szélirányok a leggyakoribbak, az átlagos szélesség 2,5 és 3 m/s közötti (Marosi – Somogyi 1990, Andó 1993).

A Maros menti, hullámtéri mikroklíma ettől eltérő, hiszen befolyásolja a jellegzetes növénytakaró, a Maros és a morotvák víztömege, valamint a védgátak szélterő hatása (Andó 1993). A zártabb erdőkben, így forró nyári napokon 5-10°C-al van hűvösebb, mint a környező szántóföldeken vagy réteken, és az éjszakai lehűlés is lényegesen csekélyebb. A relatív légnedvesség 20%-kal magasabb és a legszárazabb nyári napokon sem csökken 60 % alá, ami sem a hullámtéri tisztásokról, sem a mentett részekről nem mondható el (Gaskó 1999).

A kistáj állóvizei jelentéktelenek, belvízi csatornahálózata meghaladja az 500 km-t (Marosi – Somogyi 1990). A hullámtéren időszakos vízborítás a jellemző, hosszabb időszakokra csupán a kubikgödrökben és a Pálfai (2001) által említett, egyetlen megmaradt hazai Maros-menti hullámtéri holtágban, a Vetyeháti Holt-Marosban áll meg a víz.

A kistáj területének 53 %-át allúviumon képződött agyag, agyagos vályog mechanikai összetételű réti talajok fedik. A jelentős kiterjedésben (31 %) található nyers öntés talajok humuszanyagokban szegények, termékenyebb talajai a löszös talajképző közeten kialakult réti és mélyben sós réti csernozjomok (kiterjedésük a térség 8 és 2 %-a). Szikes talajtípus a sztyeppesedő réti szolonyec 6 %-os részarányával, amely agyagos-vályogos.

Az Alföld flórávidékének (*Eupannonicum*) Tiszántúli flórajárásába (*Crisicum*) tartozó kistáj jelentősebb potenciális erdőtársulásai a pusztai tölgyesek (*Festuco-Quercetum roboris*) valamint a tölgy-kőris-szil ligeterdők (*Fraxino pannonicae-Ulmetum*). A terület túlnyomó részén löszpusztarétek (*Salvio-Festucetum sulcatae tibiscense*) és a szikes rétekre jellemző több társulás is megtalálható. Mélyben sós (szolonyeces) alföldi mészlepedékes csernozjomon, mélyben sós réti csernozjomon, csernozjom réti talajon az őszirózsás-kocsordos rétsztyepp (*Peucedano-Asteretum*) például Ferencszállás, Kiszombor térségében, de előbbi település esetében elszórtan sziki tölgyes (*Festuco pseudovinae – Quercetum roboris*) is megjelenhet, ám e termőhelyek jelentős részét felszántották (Deák 2006). Az erdőművelésbe vont területeken jelenleg zömében fiatalos lombos erdők figyelhetők meg. A mezőgazdasági területhasznosítás jellemzőbb kultúrái a búza, kukorica, a lucerna és a vöröshagyma (Marosi – Somogyi 1990).

A Maros által időszakosan elöntött területek rendszerében három jellegzetes növényzetű térség – a töltés, a hullámtéri sík és a Maros meder – különböztethető meg (Andó 1993). A Maros töltésének két oldala között élesen kirajzolódik a kitettségbeli különbség: az északi oldal növényzete (kiváltképpen, ha a folyó felé néz) bő produktumú, míg a déli oldal növényzete zömében egyévesekből áll és könnyen elgyomosodik, valamint itt több mediterrán eredetű növényfaj is előfordul (Andó 1993), legjellemzőbb együttese Bodrogekő (1971) szerint a csillagpázsit-szálasperje töltésgyep (*Cynodonti – Poëtum*). A hullámtér jelentős mértékben emberi hatás alatt áll és csak kismértékben maradtak meg az eredeti, folyómenti növénytakarások. A töltések előterében található kubikgödröket „botoló-füzesek” (*Salicetum albae fragilis*) kísérik, amit „kubik-erdő”-nek is szoktak nevezni. A pangóvízű gödrökben lebegőhínár és békaszőlő hínár (*Potametum lucentis*) a fűz-nyár ligeterdőkkel komplexet alkothat. A fokozottan eliszaposodott szakaszain fellelhető a sárga nőszirm (*Iris pseudacorus*), ritkábban a nyári tűzike (*Leucojum aestivum*) is (Bodrogekő 1971). A hullámtér mélyebb részein a nádas (*Phragmitium*) és változatai, vagy a mocsárrétek egyre kisebb területekre zsugorodó foltjai, magasabb részein kapásnövényzet és ezek gyomnövénytakarásai találhatóak, melyek nagy vitalitással rendelkeznek (Andó 1993). A Maros és egykori holtágainak partvonalát mára jórészt mesterségesen kialakított, félkultúr jellegű puhafaligetes állományok követik szalagszerűen. A félkultúr jelleg az aljnövényzet elgyomosodásában tükröződik, a másodlagos típusok közül az áthatolhatatlan sűrűségű hamvas szeder (*Rubus caesius*) a legelterjedtebb, de gyakori a nagycsalán (*Urtica dioica*) és a subás farkasfog (*Bidens tripartita*) is (Tóth 1967). Az élőhelyek típusait, térbeli elrendeződését a hidroökológiai paraméterek (a talajvíz mélysége és évi változása, a felszíni

vízborítás magassága, ideje és évi dinamikája, a vízutánpótlás formája) és a tájhasználat jobban meghatározzák, mint a genetikai talajtípusok térbeli mintázata (Deák 2006).

A Maros meder meredek, agyagos löszfalainak és a durva homokból, elvétele iszapból felépült lapos mederben levő zátonyoknak a növényzete kettős arculatú (Tímár 1950, Bagi 2000). Előbbin magaskórós, az utóbbin mocsári gyomnövényzet települ meg (Andó 1993). A nedves, folyómenti ligeterdők tisztásain, illetve erdőszelein a puhafaligetek kúszó fajokból felépülő fátyoltársulása, a *Cuscuta* – *Calystegietum sepium* típusos, illetve süntőkös (*Echinocystis lobata*) „liánszerű” változata gyakori (Bodrogekőzy 1971).

2.5 Mintaterületek

A vizsgált területek (folyásirányban haladva) név szerint a következők voltak: az apátfalvi öblözet, a Makó határában fekvő Csordajárás, valamint Zugoly területe, végül a Deszk és Maroslele között található, legnagyobb kiterjedésű, az egykor Hajdovát, Nagy-Hajlást és Vetyehátat is magába foglaló jobb és bal parti öblözet, amit a továbbiakban Vetyehát néven említek. Elhelyezkedésüket az alábbi (2.8. ábra) mutatja.

A következő fejezetekben ismertetésre kerülő vizsgálatokat a Maros négy hullámtéri öblözetének területén az alábbiak szerint végeztem el (2.3. táblázat).

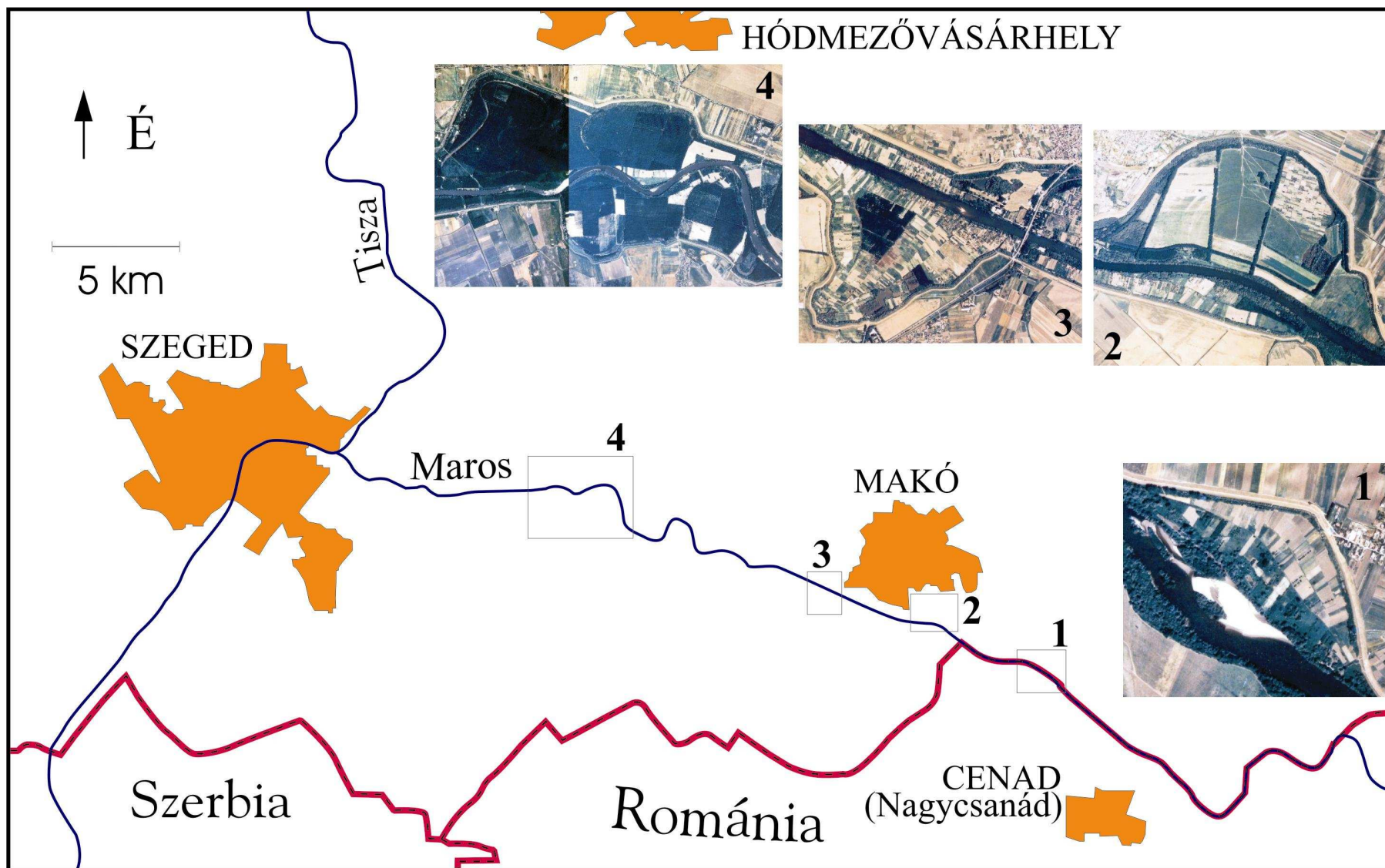
Vizsgálat módja	Apátfalva	Csordajárás	Zugoly	Vetyehát
Hidraulikus érdesség megváltozása (1953-)		X		X
Egy-egy árvízi esemény akkumulációs hatása (2005 ill. 2006)	X			X
Szedimentológiai és pollen analízis (1850- ill. 1950-)	X	X	X	X

2.3. táblázat: A kiválasztott mintaterületeken a kutatás során alkalmazott eltérő vizsgálati módszerek összesítése

2.5.1 Apátfalvi mintaterület

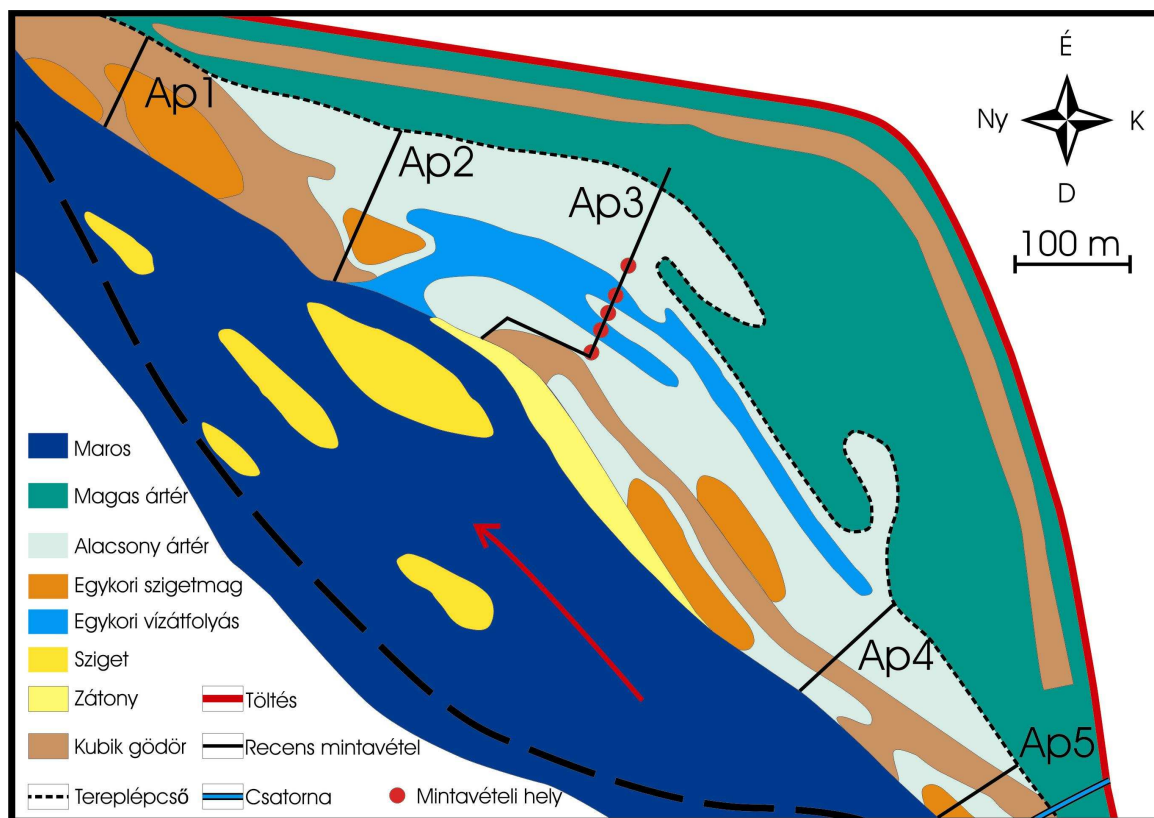
Az Apátfalva község határában található vizsgálati terület a Maros 32,4 - 33,6 fkm közé eső jobb parti öblöze, amelynek területe 0,31 km², legnagyobb szélessége 400 méter. A Maros ezen a szakaszon tágulatot képez, több ágra szakad és szigeteket, zátonyokat alkot, melyek állandó mozgásban vannak. A hullámtér a magassági viszonyok alapján három részre tagolható. Nagyobb kiterjedésű, összefüggő, magasabb részét a 85 méteres szintvonal és a töltés által közbezárt rész képviseli (2.9. ábra). Alacsonyabb része az aktív mederhez közelebb eső sávban helyezkedik el. Ennek az egykori zátonynak a felszínét több egykori homokbánya mélyedése teszi változatossá. A gödrök meredek peremekkel rendelkeznek, mintegy 1,5-2 méterrel alacsonyabbak környezetüknél. A hullámtér harmadik része a part közvetlen közelében található magasabb folyóhát, illetve egykori szigetmagok 85,5 méterig magasodó „gerince”.

A Vízrajzi Atlasz sorozat Marosra vonatkozó 1:5000 méretarányú térképszelvényei (1975) 50-150 méteres gyakorisággal tüntetik fel a partél magasságát. Ez alapján próbáltam meghatározni az árvízi elöntés időtartamát a 2005. és 2006. évi áradások akkumulációs vizsgálatának esetében (lásd 4. fejezet). A partél magasság adatai alapján a folyó az Apátfalvi vízmérce 325 cm-nél (84,4 m tszf.) lép ki a hullámtérre. Az öblözet legmagasabb területe az 1970-ben készült topográfiai térkép alapján és saját, Sokkia SET 310 típusú mérőállomással



2.8. ábra: A Maros vizsgált szakasza és a vizsgálatok során kiválasztott mintaterületek elhelyezkedése

végzett méréseim szerint is 85,5 m. Tehát a vízmérce 435 cm-ét meghaladó vízállás esetén kerül víz alá az öblözet teljes területe.



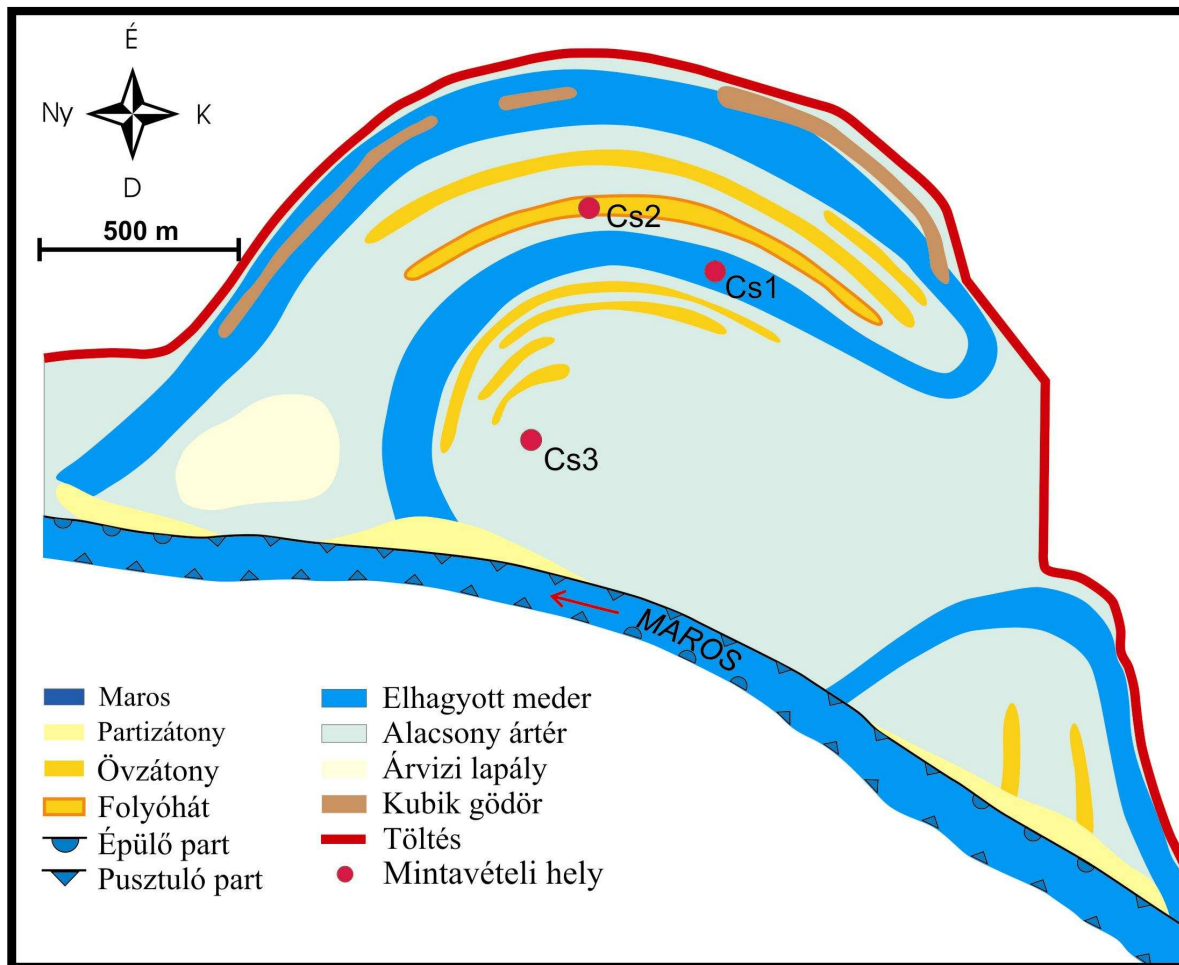
2.9. ábra: Az apátfalvi vizsgálati terület geomorfológiai vázlata

2.5.2 Csordajárás

A vizsgálat második mintaterülete, a Makóhoz legközelebb eső jobb parti öblözet, a 26,0-29,41. fkm között elhelyezkedő 3 km² területű Csordajárás (2.10. ábra). A folyómeder vonalazását itt két-két egyenes átmeneti szakasz és bevédett fejletlen kanyarulat váltakozása jellemzi. A Maros korábbi túlfejlett kanyarulatának átvágására ezen a területen 1846-ban került sor. A hullámtér legnagyobb szélessége a Csordajáráson 1200 m. A goszpodi kanyarulat vonulata jelenleg 81-83,5 méteres magasságban húzódik. Az aktív mederhez közeli, leginkább feltöltődött mederszakasz fekszik a legmagasabban (83,0-83,5 m), a kanyarulat csúspontja 82,5 méteres szintben található, míg a töltéshez közeli szakaszán a legalacsonyabb (82,0-81,0 m). Az aktív mederhez közelebbi részét 84-84,5 méterig magasodó, a felszínből kiemelkedő egykori övzátonyok kísérik, miközben az öblözet központi részét egy nagy kiterjedésű, 83,5-84 méteren található ártéri lapály foglalja el. Kisebb kiterjedésű párja fél méterrel alacsonyabb szinten található (83,0-83,5 m), az egykori kanyarulat által bezárt terület aktív mederhez közeli részletében. A Csordajárás legmagasabb területe az aktív meder mentén, a folyóhát területén húzódik 84,0-84,8 m között. Az egykori meder részletei mellett a töltést kísérő kubikgödrök és a DK-i rész 1970-es években, töltésmagasítás során létesített bányagödreit jelentik a legalacsonyabb területeket. A jobboldali partél magassága ezen a szakaszon folyásirányban feljebb magasabb (84,1-84,3 m), majd az egykori goszpodi kanyarulat átmetszésétől lentebb egészen 83,2-83,9 méterre alacsonyodik. Tehát a folyó a makói vízmérce 374 cm-ét elérve lép ki itt a hullámtérre.

A pollenanalízishez kijelölt mintavételi hely az egykori kanyarulat folyásirány szerinti felső ágán található, az aktív medertől 840 méterre, mivel a gát melletti szakaszon lévő

kubikgödrök miatt a meder bolygatottnak tekinthető (2.10. ábra). Az öblözet hosszú távú akkumulációjának részletesebb vizsgálata érdekében kutatóárkot létesítettem az átvágott kanyarulathoz tartozó egykori folyóhátan és az árvízi lapály területén is.

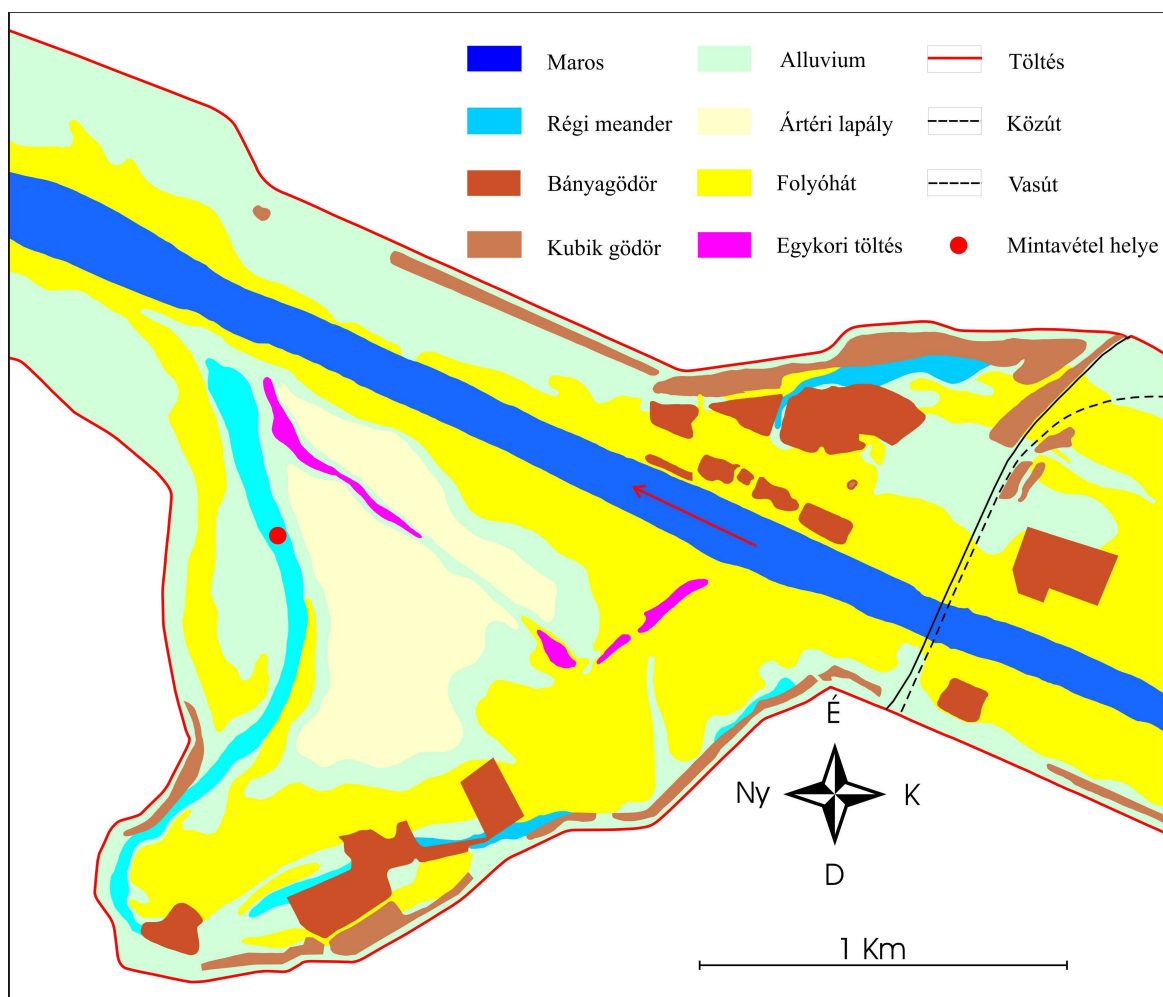


2.10. ábra: A Csordajárás geomorfológiai vázlata

2.5.3 Zugoly

A Zugolynak nevezett 2,1 km²-es terület (2.11. ábra) a Maros hullámterének bal partján található a 21,7–24,3. fkm között, legnagyobb szélessége 1750 m. A meder futása a szakasz egészen egyenes. A Maros szabályozást megelőző nyomvonalát a folyó áradásai már jelentősen feliszapolták, csupán folyásirány szerint egykori alsó szakasza azonosítható könnyen. A mintaterület magassági viszonyaira jellemző, hogy legmagasabb területei az aktív mederhez közeli és az északkeleti területek 83,5-84 méteres magasságukkal. A középső rész 82-82,5 méteres tengerszint feletti magasságával kiterjedt ártéri lapályként funkcionál, amit csak egy régi töltés már nehezen kivehető, ÉNy-DK-i irányban, 83 méteres magasságban húzódó nyomvonala szakít meg. Az öblözet legmélyebb területeihez a szabályozások előtti, 81-82 méteren található kanyarulat, valamint a töltés menti kubikgödrök és a déli, délkeleti rész homokbánya gödreai tartoznak.

A pollenanalízishez kijelölt mintavételi hely az egykori kanyarulat folyásirány szerinti alsó ágán található, az aktív medertől 450 méteres távolságban, az egykori mederrészlet mélyebb, éppen ezért művelésből kivett részletében.



2.11. ábra: A zugolyi öblözet geomorfológiai vázlata

2.5.4 Vetyeháti mintaterület

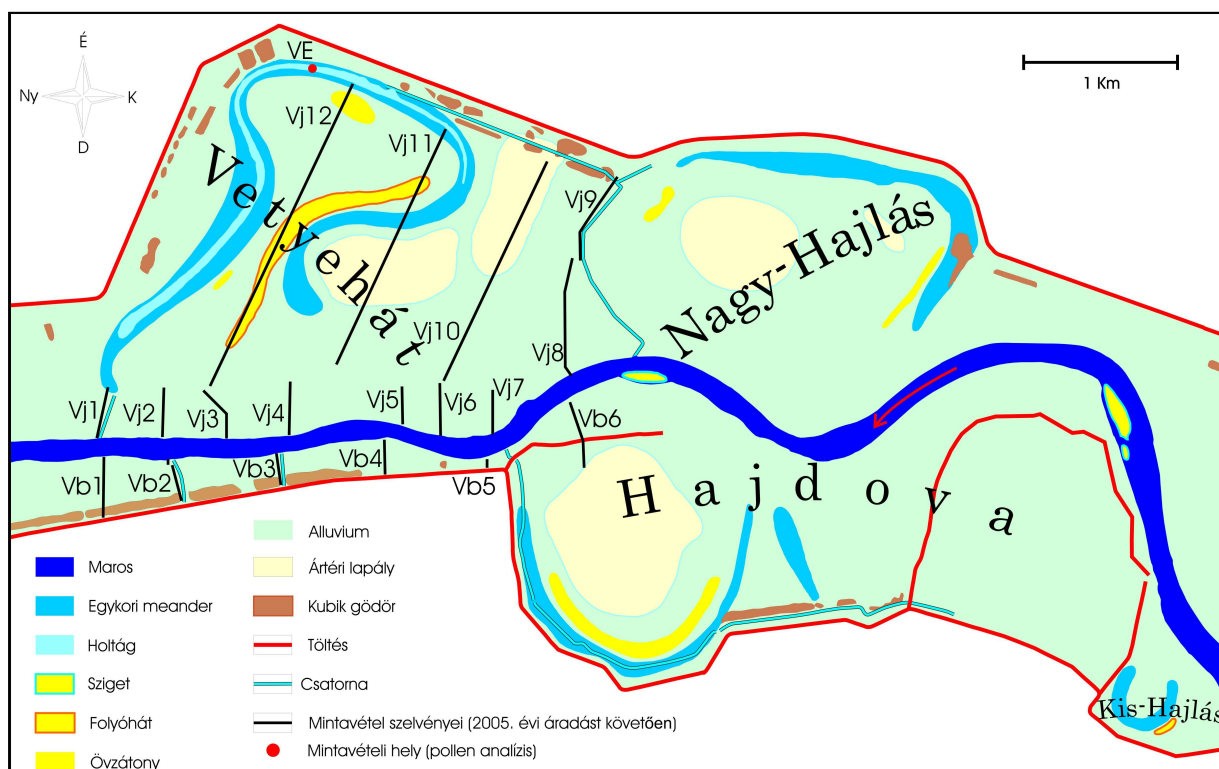
A vetyeháti mintaterület a folyó 7,0-14,0 fkm-e közé eső hullámtéri szakasza (2.12. ábra), a Maros futása itt két részre osztható: folyásirányban fentebb fejlett kanyarulatokat képez, míg lentebb a 9,2-7,0 fkm közötti szakaszon egy fejletlen, majd két álkanyar után egyenessé válik (Laczay 1975). A területhasználat változásait célzó kutatásaim során (3. fejezet) az egykori Hajdovát, Kis- és Nagy-Hajlást, valamint Vetyehátat is magába foglaló öblözet teljes (13,2 km²-es) területét vizsgáltam, míg a 2005. és 2006. évi áradások akkumulációs vizsgálata alkalmával csupán a mintaterületnek egy kisebb (4,7 km²-es) Ny-i részét.

Az áradások során vizsgált terület 4 km²-es jobb parti részén a hullámtér szélessége 690-2030 méter, míg tengerszint feletti magassága 78 és 82 méter között változik. Legmagasabb pontjait, az aktív medret kísérő folyóhát és az egykori kanyarulat belső íve mentén elhelyezkedő úgynevezett Kubikgát adják, csupán néhány helyen elérve a 82,5-83 méteres tengerszint feletti magasságot. Az öblözet legmélyebb területét az 1858-ban levágott meander (Pálfi 2001) mára erőteljesen feliszapolódott részletei, valamint a töltés lábánál található, hasonló állapotú kubikgödrök képezik. A Maros másik, bal partján fekvő 0,7 km² kiterjedésű, 78,5-81,5 m tszf.-i magassággal jellemezhető hullámtéri szakasz döntően 50-300 m széles, csupán Hajdovánál szélesedik ki jelentősen. A bal part akkumulációs vizsgálatba vont keskeny része a folyótól távolodva fokozatosan lejt a töltés irányába, míg a kiszélesedő

területen, a folyóval nagyjából párhuzamosan futó vetyei nyári gátat eldózerolták, jelenleg a terepből alig kiemelkedő földútként funkcionál, ami áradások alkalmával gyakran át is szakad. A Maros korábbi, hajdovai kanyarulatának a folyó mai futására merőleges süllyedéke teszi még változatosabbá itt a hullámtér felszínét.

A partél legalacsonyabb pontja 80,0 méteres magasságban található az aktív meder és az átmetszett hajdovai kanyarulat találkozásánál, ahol jelenleg egy csatorna húzódik, ami áradáskor az öblözet mögöttes részeibe vezeti a vizet. A csatorna torkolatával szemközt, a kanyarulat belső íve hasonló partél-magassági viszonyokkal rendelkezik. Ezekről a kitüntetett helyektől eltekintve áradáskor a Maros vize 80,5-82,7 magasságot elérve bukik át a partélen.

A hullámtér-feltöltődés hosszú távú elemzéséhez szükséges minták begyűjtésére a hullámtér jobb oldalán, a Vetyeháti Holt-Marosnak az aktív medertől legtávolabbi pontjában, attól 1740 méterre került sor (2.12. ábra). A holtágat felülről a Csányi-foki, alulról a Bugri hullámtéri csatorna köti össze a Marossal (Pálfi 2001).



2.12. ábra: A vetyeháti mintaterület geomorfológiai vázlata és a mintavételi helyek ábrázolása

3. A TERÜLETHASZNÁLAT ÉS A HIDRAULIKUS ÉRDESSÉG VÁLTOZÁSÁNAK VIZSGÁLATA A MAROS HULLÁMTERÉN

Ebben a fejezetben végig szem előtt kívánom tartani, hogy legfőbb célja a hullámtéri akkumulációt befolyásoló érdelességi tényező változásának nyomon követése, valamint az egykori kanyarulatok rétegsorának elemzésekor alkalmazott palinológiai vizsgálat segítése a Maros menti területek környezeti rekonstrukciója mellett.

Elsőként a hullámterek területhasználatának jogi szabályozását, majd a Tisza vízgyűjtőjét érintő fontosabb területhasználat-változás vizsgálatokat foglalom össze röviden, külön kiemelve a Maros-mentén végzett kutatásokat. Ezután a területhasználat állandóságának és a területhasználatban bekövetkezett átmenetek vizsgálati módszerét ismertetem. Legvégül pedig a hullámterek érdelességi viszonyainak meghatározására széles körben alkalmazott módszereket tárgyalom. Ezek alapján becslöm majd meg a Maros hullámterének érdelességi viszonyaiban bekövetkezett változásokat.

A hosszabb távú, kevésbé pontos vizsgálatokat négy mintaterületen végeztem el a szabályozásokat megelőző állapottól egészen az 1900-as évek első feléig etimológiai vizsgálat, korabeli leírások, térképi ábrázolások segítségével. Mivel 1953-tól már megfelelő pontosságú adatok álltak rendelkezésünkre, így a Maros hullámterére jellemző területhasználat pontos elemzésére is lehetőségem adódott. Légi felvételek alapján növényzeti foltok elemzését és a hozzájuk kapcsolható érdelességi tényező változását két, jellegében eltérő területen, a legelők, kiskertek és szántók által uralt Csordajáráson, valamint az erdővel borított Vetyeháton végeztem el. Ez a mások által is alkalmazott eljárás (Werner et al. 2005, Sándor és Kiss 2007) segítheti a hullámtéren megfigyelhető akkumuláció tér és időbeli változásának megértését.

3.1 A hullámtéri területhasználat jogi szabályozásáról röviden

Úgy vélem, hogy a hullámterek területhasználatának alakulását nagyban befolyásolják a terület használatára vonatkozó jogszabályok, így mindennek előtt az erre vonatkozó állami rendelkezéseket ismertetem.

Vásárhelyi tervei szerint a szabályozást követően a főmedernek és a hullámtérnek közel azonos arányban kell részt vennie a víz szállításában (Kovács 2003). A hullámterek két legfontosabb rendeltetése ugyanis az árvizek levezetése és azok tározása (Ihrig 1952). Mindezek biztosításaként már hazánk első meghatározó, 1885. évi² vízügyi törvénye rendelkezett arról (40.§), hogy „a meder és partok jó karban tartása a meder-, illetve a parti birtokosnak kötelessége”. A 42.§-ban hatósági engedélyhez voltak kötve „a víz használatára, szabályozására vagy az az által okozható károknak megszüntetésére szolgáló mindazon munkálatok, amelyek a víz természetes lefolyását akadályozzák, vagy megváltoztatják” (Babák 2004). A hullámtéri vízszállítás biztosítása végett a szabályozásokat követően alapvető követelmény volt, hogy a hullámtérnek az árvíz és a jég levonulására szolgáló részét szabadon kell hagyni. A szabadon hagyandó hullámtér szélességét a 8644/1887 számú kormányrendelet állapította meg elsőként. Eszerint az a Tiszán a Szamos torkolata felett még 170 méter, de folyásirányban haladva egyre szélesebb, Csongrád és Szeged között 400 méter. A rendelet szükségesnek tartja a szabad partsávokat, különösen a sűrű füzeseket helyteleníti, gyümölcsösöket és szálerdőket csak jégtorlaszveszély esetén tart kifogásolandónak (Károlyi 1960). A szabad sávok esetenkénti megállapítását írja elő az elméleti kijelölés helyett. A végrehajtást pedig a vizitársulatokra bízta azzal, hogy a területhasználatból következő értékcsökkenést annak kell fizetnie, akinek a művelet érdekében áll. Utóbbi kitétel viták

² 1885. évi XXIII. törvénycikk a vízjogról

forrása lett az állam és a társulatok között, így a rendeletet sohasem hajtották végre (Károlyi 1960).

Az anyameder szélességének két-háromszorosa a megfelelő a szabadon tartandó sáv szélesség alsó határa, írta Ihrig 1952-ben (Ihrig 1952). Hazai folyóinkra a szabadon tartandó legkisebb sáv szélességet 1951-ben már egy újabb miniszteri rendelet (8753/0/200-1/1951. KPM. rendelet) állapította meg. A korábbiakkal ellentétben kimondja, hogy a hullámtérnek az árvíz tározására szolgáló része fásítható, továbbá a töltések hullámverés elleni védelme szempontjából kívánatos az árvédelmi füzesek telepítése (Ihrig 1952). Ugyanakkor megengedhetetlennek tartották, hogy a hullámtéri ültetvények a hullámtér víztároló képességét csökkentsék. A feltisztult, vagy könnyen feltisztuló szálerdő a megfelelő, de az iszapfogó aljnövényzetű erdő, a bokros és cserjés sem engedhető meg (Ihrig 1952). Tehát az elméleti elgondolás némileg változott ugyan 1887 óta, de a kivitelezés is hasonló maradt. Bejárás során ugyanis kijelölték a vízügyi szervek a fásítható területeket, a szabadon hagyandó parti sávok növényzettől való megtisztításáról azonban csak elszigetelten, főként a Körösök mentén gondoskodtak (Károlyi 1960). Meg kell jegyezni, hogy a fenti kívánalmakat a szabad vízvezető sáv és a hullámtéri erdők még az utóbbi évtizedekben sem képesek teljesíteni.

Az 1964. évi IV. törvény³ volt a hazai vízügyi szabályozás második fontos mérőköve. Ennek 24.§ -a alapján „a folyó partvonalára és az árvízvédelmi töltés közötti területet – a hullámtérrel –, továbbá a töltésnek az árvizektől mentesített oldalán levő azt a területet, amelyen fakadó és szivárgó vizek jelentkezhetnek, csak az árvízvédelmi érdekeknek megfelelő módon szabad hasznosítani” (Babák 2004).

Az 1995. évi LVII. törvény⁴ érvénybeléptetésével a vízügyről szóló 1964. évi törvény hatályát veszítette. Az új törvény fogalom meghatározása szerint a nagyvízi meder kezelését jelenti minden, a terület hasznosítása és használata, a terület felmérése és nyilvántartása, megóvása, őrzése és fenntartása érdekében végzett tevékenység. A törvény 22. §-a kimondja, hogy a vizekkel és vízi létesítményekkel összefüggő ingatlanok tulajdonosa (használója) az ingatlant csak úgy hasznosíthatja, művelheti, hogy ezáltal a vizek természetes lefolyását ne akadályozza; a meder, valamint a parti és a part menti létesítmények és egyéb közcélú vízi létesítmények állapotát, üzemeltetését, fenntartását ne veszélyeztesse, továbbá a víz minőségét ne károsítsa. A 24. § szerint a folyó nagyvízi medrét, továbbá a töltésnek az árvizektől mentesített oldalán lévő azon területet, amelyen fakadó- és szivárgó vizek jelentkezhetnek, csak az árvízvédelmi előírásoknak megfelelően szabad kezelni, használni és hasznosítani. A folyók, patakok (kisvízfolyások), belvíz- és öntözőcsatornák, tavak, tározók, holtágak parti sávját, továbbá az árvízvédelmi létesítmények (így például: töltés, árvízvédelmi fal, árvízi tározótöltés) mindkét oldali lábvonalától mért 10-10 méter széles védősávját úgy kell használni, hogy azt a meder, illetve létesítmény tulajdonosa (használója) a karbantartási munkák, mérések esetenkénti ellátása céljából a feladataihoz szükséges mértékben, illetőleg védekezési célból akadálytalanul igénybe vehesse. Kimondja, hogy a folyók nagyvízi medrére vonatkozóan kezelési tervet kell készíteni, amely a nagyvízi mederben tevékenységet folytatókra kötelező. A nagyvízi mederre, a parti sávra, a vízjárta és a fakadó vizek által veszélyeztetett területekre, azok használatára, hasznosítására vonatkozó előírásokat és korlátozásokat a kormányrendeletben állapítja meg. Fentiek alapján készült el a 46/1999 (III.18.) Kormányrendelet, ami később, a 21/2006. (I. 31.) számú rendelet érvénybe lépésével veszítette hatályát (lásd később).

A hullámterek területhasználatának jövőbeli alakulását is befolyásoló dokumentum az Európai Unióban 2000. év végén hatályba lépett Víz Keretirányelv. A dokumentum előírja,

³ 1964. évi IV. törvény a vízügyről

⁴ 1995. évi LVII. törvény a vízgazdálkodásról

hogy az EU tagállamaiban 2015-ig biztosítani kell a felszíni vizek és a hozzájuk csatlakozó parti területek jó ökológiai állapotának elérését és ennek megőrzését.

A kormány a Vásárhelyi terv továbbfejlesztése kapcsán ennek megfelelően tekintette át a Tisza árvízvédelmi műveinek rövid- és középtávú fejlesztési feladatait. Az 1022/2003. (III. 27.) Kormányhatározat⁵ a Tisza-völgy árvízi biztonságának növelésére vonatkozó koncepcióterv alapelvei között megfogalmazta, hogy: „a Tisza folyó árzeit elsősorban a mértékadó védképességre kiépülő árvízvédelmi töltések közötti nagyvízi mederben kell levezetni, és ezért – az ökológiai szempontokra figyelemmel is – javítani kell az áramlási, vízszállítási feltételeket”. Emellett előírta azt is, hogy a hullámtér rehabilitációját tartalmazó 2003. évi feladatok teljesítéséhez az érintett vízügyi igazgatóságok részére 500 millió Ft-os keretet kell biztosítani. Az 1107/2003. (XI. 5.) számú Kormányhatározat⁶ a VTT első ütemének keretében a 2004-2007 időszakra elrendelte, hogy megvalósuljanak a nagyvízi meder vízszállító képességét szolgáló beavatkozások a Tisza Tivadar környéki, valamint a Szolnok - déli országhatár közötti szakaszán, összekapcsolva a folyó hullámterének természetvédelmi rekonstrukciójával. A nagyvízi szabályozás rehabilitációjával érintett hullámtéri területeket pedig a Nemzeti Vidékfejlesztési Terv (NVT) kedvezőtlen adottságú területek (LFA) kategóriájába sorolta.

A vízgyűjtő-gazdálkodás szabályairól szóló kormányrendelet⁷ kimondja, hogy a vízgyűjtő-gazdálkodási tervezés során figyelembe kell venni az ország, illetve az egyes térségek külön jogszabályban meghatározott területhasználatának feltételeit, így különösen az ország a kiemelt térségeire vonatkozó szerkezeti tervet, a fejlesztések gazdasági, műszaki és ökológiai feltételeit, valamint a településrendszert meghatározó tervet. A vízgyűjtő-gazdálkodási terveket első alkalommal 2009. december 22-ig kell elkészíteni, majd ezt követően hatévenként korszerűsíteni. A Maros a rendelet beosztása szerint a „Tisza bal part a Hármas-Körös torkolata és az országhatár között”-i tervezési részegységbe tartozik.

A kormány 275/2004. (X. 8.) számú rendelete⁸ kiemelt jelentőségű természet megőrzési területnek (Natura 2000) jelöli a Marost, az ide tartozó földrészletek helyrajzi számos jegyzékét pedig a 45/2006. (XII. 8.) KvVM rendelet⁹ tartalmazza pontosan. Kiemelt jelentőségű természet megőrzési terület kategóriájába tartozik minden olyan közösségi szempontból jelentős természeti értékkel rendelkező terület, amelyen kiemelt jelentőségű faj állománya, élőhelye vagy kiemelt jelentőségű közösségi élőhely típus található. Az így meghatározott Natura 2000 területek lehatárolásának és fenntartásának célja az azokon található fajok, valamint élőhelyek kedvező természetvédelmi helyzetének megőrzése, fenntartása, helyreállítása, valamint a Natura 2000 területek lehatárolásának alapjául szolgáló természeti állapot, illetve a fenntartó gazdálkodás feltételeinek biztosítása.

A vízfolyások hullámterével foglalkozó legfrissebb hazai dokumentum a 21/2006. (I. 31.) Korm. rendelet¹⁰. Eszerint a parti sáv szélessége a Duna, a Tisza, a Dráva, a Körösök és a Bodrog mindkét partján a partvonalától számított 10 méter, míg egyéb kizárólagos állami tulajdonú vízfolyások (így a Maros esetében is) 6 méterig terjed, a felügyelőség azonban

⁵ 1022/2003. (III. 27.) Korm. hat. a Duna és a Tisza árvízvédelmi műveinek felülvizsgált fejlesztési feladatairól, valamint a Tisza-völgy árvízi biztonságának növelésére vonatkozó koncepcióról (a Vásárhelyi-terv továbbfejlesztése)

⁶ 1107/2003. (XI. 5.) Korm. hat. a Tisza-völgy árvízi biztonságának növelését, valamint az érintett térség terület- és vidékfejlesztését szolgáló programról (a Vásárhelyi-terv továbbfejlesztése)

⁷ 221/2004. (VII. 21.) Korm. rend. a vízgyűjtő-gazdálkodás egyes szabályairól

⁸ 275/2004. (X. 8.) Korm. rend. az európai közösségi jelentőségű természetvédelmi rendeltetésű területekről

⁹ 45/2006 (XII. 8.) az európai közösségi jelentőségű természetvédelmi rendeltetésű területekkel érintett földrészletekről

¹⁰ 21/2006. (I. 31.) Korm. rendelet a nagyvízi medrek, a parti sávok, a vízjárta, valamint a fakadó vizek által veszélyeztetett területek használatáról és hasznosításáról, valamint a nyári gátak által védett területek értékének csökkenésével kapcsolatos eljárásról

ettől eltérő, de legfeljebb 10 méter szélességű parti sávot is megállapíthat. Külterületen a parti sávban csak gyepgazdálkodás folytatható. Tilos az olyan növényzet (így például fák) ültetése, továbbá az olyan tevékenység, amely a szakfeladatok ellátását akadályozza. Ha a parti sáv rendeltetését és ennek megfelelő használatát, szükség szerinti igénybevételét nem akadályozza, illetőleg a meder állapotát nem veszélyezteti, a felügyelőség – a területileg illetékes környezetvédelmi és vízügyi igazgatóság véleményének kikérését követően – a parti sávban a termőföld művelési ágának megfelelő hasznosítást is engedélyezhet. A parti sávban épületet, építményt csak kivételesen lehet elhelyezni.

Ugyanezen rendelet szerint a nagyvízi medret csak jogszabályban meghatározott módon szabad használni (hasznosítani). A nagyvízi meder területét a mértékadó árvízszint vagy az eddig előfordult legnagyobb árvízszint közül a magasabb jelöli ki, rendeltetése a mederből kilépő árvizek és a jég levezetése. A nagyvízi meder – ha nem minősül védett természeti területnek – természeti területként kezelendő, ahol az árvíz biztonságos levezetésének elsődlegességét kell figyelembe venni. A nagyvízi mederben fekvő ingatlanok tulajdonosai (használói) a nagyvízi mederben mezőgazdasági művelést, erdőgazdálkodást vagy bármely más tevékenységet kizárólag saját kockázatukra, az ide vonatkozó előírások betartásával, az árvizek levezetésének akadályozása nélkül folytathatnak. A nagyvízi mederben csak a meder, illetve a nagyvízi meder használatával, a vízfolyás fenntartásával közvetlenül összefüggő épületet, építményt szabad elhelyezni, vizsgálni kell annak az árvíz és a jég levonulására gyakorolt hatását. A nyári gát megszüntetésének vagy védőképessége mérséklésének szükségességét a felügyelőség állapítja meg a védekezésért felelős kérelme alapján. Az árvízvédelmi töltés hullámverés és jég elleni védelmére az erdőről és az erdő védelméről szóló törvény alapján védőerdő telepítését elrendelő hatósági határozatban a Duna mentén 60 m, a Tisza mentén 80 m, egyéb folyók mentén 30 m szélességű erdő telepítését kell elrendelni (védő erdősáv). Szélességét a helyi körülmények – különösen az uralkodó szélirány, a vízmélység, a vízfelület nagysága, a termőhely szerint telepíthető fafajok, a hullámtér hasznosításának módja és az árvízvédelmi töltés kiépítettsége – együttes mérlegelésével, külön jogszabályok védő erdőkre vonatkozó előírásaival összhangban a felügyelőség eltérő méretben is meghatározhatja. A hullámtér középső sávjában, gyakori vagy tartós elöntések miatt szántó művelésre nem alkalmas területeken külterjes erdő-, vad- és gyepgazdálkodás folytatható.

A fenti jogszabályok gyakorlatban történő alkalmazását az eredmények ismeretében kívánom értékelni.

3.2 Irodalmi és módszertani előzmények

3.2.1 A Tisza vízrendszerének területhasználat-változásai

A Tisza vízgyűjtőjének területhasználatát tárgyaló kutatások sokszor magukban foglalják a Marosra vonatkozó adatokat is, ugyanakkor a hullámtéri területeket érintő vizsgálatok esetében legtöbbször hasonló folyamatokat és problémákat ismerhetünk meg, mint a Maros hullámtéri területein.

A magyarországi töltésezett folyók hullámtereinek teljes területe hazánknak megközelítően 1,7 %-a, a szabályozások előtti árternek kb. 8 %-át adják a folyók középvízi medrével együtt (Török 2000). A hazai árterületek 73 %-a, a hullámtér 66 %-a a Tisza-völgyben található (Szlávik 2001). A Tisza 76 240 hektáros közvetlen hullámterénél a használat alakulását tekintve szembetűnő annak változása (3.1. táblázat): 1930-1990 között 53 %-ról 15 %-ra csökkent a rét-legelő aránya, a szántóterületeké 1960-ban érte el maximumát, míg az erdők részarányának napjainkig tartó folyamatos növekedése tapasztalható. A szerző

1990. évi adatai földhivatali nyilvántartásokon alapulnak, ugyanakkor 2000-es légi felvételek előzetes adatai szerint a helyzet tovább változott kedvezőtlen irányba.

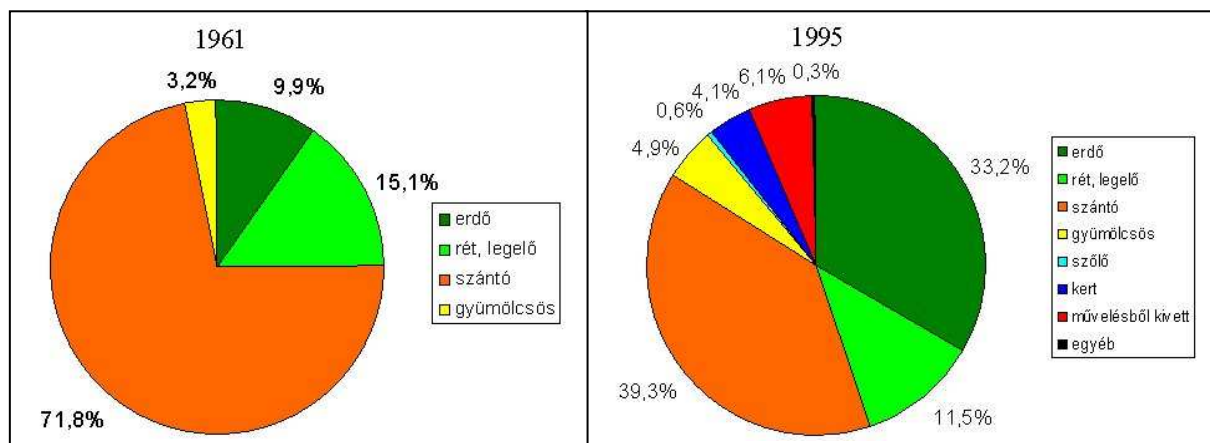
Év	Rét	Szántó	Erdő	Egyéb
Magyarország	A hullámtér területe: 151 800 ha			
1990 (%)	18	25	35	22
(ha)	27 300	37 400	54 000	33 100
Tisza-völgy összesen	A hullámtér területe: 100 300 ha			
1990 (%)	21	28	25	26
(ha)	20 600	28 000	25 000	26 700
Tisza közvetlen	A hullámtér területe: 76 240 ha			
1930 (%)	53	17	14	16
1960 (%)	21	37	22	20
1990 (%)	15	28	25	32
1990 (ha)	11 440	21 340	19 060	24 400

3.1. táblázat: Művelési ágak megoszlása hazai hullámtereken (Szlávik 2001 nyomán)

Lóki et al. (2004) a Felső-Tiszán két kárpátaljai részvízgyűjtő (1240 és 1072 km²) erdősültségét vizsgálta űrfelvételek alapján, összefüggéseket keresve annak megváltozása és a Tiszán levonuló árhullámok között. A területhasználat kapcsán megállapítják, hogy a települések környékén az erdőterületeket már századokkal korábban kivágták, helyüket legelők és szántók foglalták el. Az 1990-2000 közötti időszakban az erdősültség csak kis mértékben (2-3 %) csökkent. Nagy kiterjedésű tarvágásokat nem találtak, az erdőirtások helyének egy részén visszaerdősülést figyeltek meg. Vizsgálataik szerint a szántóföldek részaránya a Nagyg vízgyűjtőjén 72 %-kal, míg a Radnai-havasok területén 87 %-kal csökkent, helyüket legelők, kertek és parlagok foglalták el.

A Felső-Tisza Magyarországon kívül eső vízgyűjtőjének erdőborítottság változását szintén műhold felvételek segítségével vizsgálták Dezső et al. (2003). Szerintük 1992-2001 között a Felső-Tisza vízgyűjtőjének romániai és ukrainai részén, valamint a Borsova vízgyűjtőjén átlagosan 10 %-kal csökkent az erdőterületek aránya (ca. 1500 km²-es csökkenés). A többi részvízgyűjtőn alig változott, illetve – az európai trendnek megfelelően – kis mértékben növekedett az erdőterületek aránya. Az erdősült terület ilyen mértékű csökkenése szerintük szerepet játszhatott az elmúlt években a Tisza felső szakaszán kialakult igen heves árhullámok létrejöttében.

Sándor és Kiss (2008) a Közép-Tiszán egy Szolnokhoz közeli 3 km² kiterjedésű hullámtéri öblözet területhasználat-változását vizsgálta légi felvételek segítségével, az 1950-es évektől napjainkig. Megállapították, hogy az 1700-as években még vízjárta mocsaras területet a szabályozások után jórészt gyeppel borította. Eleinte a folyópart, a holtág és a kubikgödrök területén jelentek meg az erdők, de az 1960-as években lezajlott nagy mértékű erdőtelepítés hatására azok kiterjedése megháromszorozódott (23-ról 61 %-ra), míg a gyepek kiterjedése napjainkig majd huszadára csökkent. Mindezek mellett az özönnövények (legfőképp a gyalogakác) ugrásszerű elterjedését is megfigyelték.



3.1. ábra: Területhasználat megoszlása a Maros hullámterén 1961-ben (Somogyi 2003) és 1995-ben (Török 2000)

A Tisza vízrendszerén belül a Maros hullámterére vonatkozó korábbi adatok 1961-ből (Somogyi 2003) ismeretesek, az utolsó adatokat pedig egy 1995-ben közzétett felmérés alapján (Török 2000) ismerhetjük meg (3.1. ábra). A két adatsor a hullámtér összterületére vonatkozóan is eltér egymástól: korábban 6045 ha-t tüntetnek fel, legújabban pedig 5146 ha-t. Az erdők részaránya eleinte még a 10 %-ot sem érte el, miközben a szántóterületek uralták a Maros hullámterének nagy részét (72 %). Az 1995-ös évben a szántók valamivel még nagyobb területet foglaltak el, mint az erdők, arányuk azonban már alig haladta meg a hullámtér területének egyharmadát. A gyepterületek aránya a két adatsor felvétele között eltelt 35 évben már csupán 5 %-kal csökkent (jelentősebb visszaszorulása ezt megelőzően, vélhetően a szántók elterjedésekor következhetett be). A szőlő, gyümölcsös és kertkultúrák részaránya 10 % körülire növekedett, valamint a művelésből kivett területek is megjelentek, gyarapodtak (6 %). Makó és Kiszombor térségében számos üdülőépülettel intenzív a hullámtér jóléti jellegű területhasználata (Török 2000).

Deák (2004) élőhely térképezése magában foglalja a Körösszög és a Marosszög területét is. Ennek során említi, hogy a 18. sz. végéhez képest nőtt a területek fragmentáltsága, ugyanakkor a természeti területek foltszáma Szeged körzetében negyedével csökkent. A foltok 10 %-a tájidegen növényzettel fedett, az ártéri mocsarak és mocsárrétek 99 %-a elpusztult az elmúlt 200 évben, a puhafás ligeterdők területe viszont hétszeresére nőtt. A szántók összes aránya csak 8 %-kal nőtt az elmúlt két évszázad során, ám szerkezetük sokkal jelentősebb mértékben megváltozott, 40 %-uk nagytáblás művelésűvé vált. Későbbi tanulmányában Deák (2005) részletesebben foglalkozott a Maros hullámterével. Eszerint Makó felett nagyobb az élőhelyi diverzitás, amit a természetes tájfejlődés nagyobb szerepével és a kevésbé jellemző intenzív tájhasználattal magyaráz.

Ez nem meglepő, ha ismerjük a Maros szabályozásának történetét (lásd 2.2 fejezet), illetve azt, hogy az ártéri, de legfőképpen a part menti élőhely diverzitást fokozzák (Miller et al. 1995) az olyan zavaró tényezők, mint a mederdinamika, az árvizek, az erózió és az üledék lerakódás (Ward et al. 2002). Ugyanakkor a diverzitás extrém zavarás (fokozott medervándorlás, áradások) mellett lecsökken (Marston et al 1995), az árterek közepes mértékű átdolgozása maximalizálja a biodiverzitást (Richards et al 2002). A mezőgazdasági biotópokat főként számos kisméretű szántó és kert sokszínű mozaikja jellemzi Makó fölött. A legtöbb hullámtéri gyeper ezen a részen található, míg a keményfás erdők itt ritkábban fordulnak elő (Deák 2005). Mindkettő természetessége közepes, illetve jó, ám az özőnnövények ezeket az élőhelyeket is fokozottan veszélyeztetik a felhagyott mezőgazdasági területekkel együtt. A Makó alatti szakaszon az erdők a leggyakoribb biotópok, több tölgy-kőris-szil részlet is található az özőnnövények (főként gyalogakác és zöld juhar) által uralt

ültetett puhafás területek mellett. A legtermészetesebb foltok a folyót és a gátakat kísérik. A gyepek, szántók és kertek majdhogynem hiányoznak a hullámtérnek erről a részéről, az egykori kanyarulatok feltöltött részleteit ruderalis növényközösségek uralják.

Büttner és Mari (2004) Corine Land Cover adatok alapján többek között bemutatta a Szeged környékén történt főbb felszínborítás változásokat és azok típusait (3.2. ábra), ami érintette vetyeháti mintaterületemet is. A vizsgálat során azonban a legkeskenyebb interpretált objektum 100 m, a változás térképezésénél a legkisebb térképezendő egység öt hektár volt. Mivel tanulmányukban példákat mutatnak be, információkat csak a változás módjáról és az 1989-2000 között megváltozott felszínborítású területek elhelyezkedéséről adtak. A Maros hullámtérének a torkolattól nagyjából Makóiig terjedő területén kizárólag lomblevelű erdő (3.1.1 kategória), illetve az átmeneti erdős-cserjés területek (3.2.4 kategória) közötti átalakulás figyelhető meg. A legdinamikusabban tehát az erdők változtak, ahol a változás



3.2. ábra: Felszínborítás változása Szeged környékén CLC adatok alapján (Büttner és Mari 2004)

egyik iránya a tarvágások és egyéb fakitermelési helyek visszaerdősítése, a másik irány pedig a fakitermelés volt a megadott léptékekben és időszakokra (ami részben a vizsgálat léptékével is magyarázható).

Általánosságban elmondható, hogy Magyarországon a hullámtéri erdőállomány gyarapodása az 1950-es évek után kezdődött el, mellyel együtt járt a legeltetés visszaszorulása, így a legelőterületek csökkenése. Az olaj, majd gázfűtésre való áttérés csökkentette a tűzifa iránti igényt, így folyamatosan elmaradt az erdőaljak tisztítása. Az 1970-es évektől a szántóföldi művelés visszaszorult a magas nyárigáttakkal védett területekre. A felhagyott területeken vagy erdőt ültettek, vagy parlagon maradtak, ahol könnyen kialakulhatott az özönnövények áthatolhatatlan állománya (Váradi és Nagy 2003). A fentieknek köszönhetően a hullámtér vízszállító képessége az elmúlt 30 év során például 40-50 %-kal csökkent a Tisza szolnoki szelvényében (Kovács 2003), de ez a hullámterek sok más területe esetében is helytálló lehet.

3.2.2 Konstans analízis és kategória átmenetek vizsgálata

A területhasználati foltok állandóságának és változásuk módjának vizsgálatával könnyebben értelmezhetővé válnak a hullámtér érdekességi viszonyainak időbeli és térbeli változásai, valamint az egykori mederrészletek rétegsorának pollenösszetételében bekövetkezett változások is.

Az egyes területhasználati kategóriákhoz tartozó foltok állandóságának vizsgálata is fontos a területhasználat-változás kutatása során, segítségével ugyanis meghatározható, melyek azok a területfoltok, amelyeken a területhasznosítás nem változott meg. Természetközeli területek esetében így megkapható, hogy az egyes életközösségek hol

alkalmazkodhattak hosszabb távon hasonló körülményekhez, illetve a változások számokban történő kifejezése mellett kép alkotható a változások térbeliségéről is. Az egyes kategóriákhoz azonban egymástól megfelelő távolságra levő idősíkokat kell választani (pl. nagyobb időtáv erdő esetében választható, mint szántóknál). Ilyen vizsgálatokkal végzett Arndtné (2001), ahol több mint két évszázadra visszamenőleg állapította meg az erdőfoltok állandóságát a Völgyességben erdészeti üzemtervek és korabeli térképek segítségével. Kifejezetten alkalmas vegetáció, területhasználat meghatározására, majd változásának, illetve állandóságának vizsgálatára légifotó-sorozatok felhasználása (Marston et al 1995, Miller et al 1995, Bonfanti et al. 1997, Maekawa és Nakagoshi 1997, Parsons és Gilvear 2002, Rocchini et al. 2006) gyakran terepi felvételezéssel kiegészítve.

A kategória átmenetek szabályszerűségeinek vizsgálata, átmeneti mátrixok alkalmazása hasonló módszer. A tájban lezajló folyamatok megismeréséhez visz közelebb, megmutatva és számszerűsítve, hogy az egyik kategóriába tartozó foltok hogyan alakulnak át egy másikba, a változásoknak milyen típusai, irányai fedezhetőek fel a tájban (Marston et al. 1995, Miller et al. 1995, Szilasi és Kiss 2001; Richards et al. 2002). Természetes körülmények között a szukcessziós folyamatok mértéke is meghatározhatóvá válik segítségével.

Emellett a változások folyótól való távolság függvényében történő vizsgálata – puffer zónák alkalmazásával – segítheti a vízfolyások szerepének tájfejlődésben betöltött szerepének vizsgálatát (Miller et al. 1995), esetemben pedig az akkumulációnak fokozottan kitett területeken, az érdességi tényező megváltozásának nyomon követését.

3.2.3 Hullámterek érdességi viszonyainak meghatározására vonatkozó módszerek

A hullámterekre jellemző területhasználat változásai nagymértékben befolyásolják az árvizek alkalmával kialakuló lefolyási viszonyokat. Éppen ezért a hullámterek fejlődésének vizsgálata esetében elengedhetetlen azok érdességének alakulását vizsgálni.

A hidraulikus érdesség a súrlódás által előidézett jelenség, ami az energia megoszlását okozza. Értékét az érdességi tényezővel (vagy annak reciprokával, a simasági együtthatóval) adják meg, ami a hidraulikus ellenállás minden formáját kifejezi a mederben, illetve áradások alkalmával, a vízzel borított területeken (Chow 1959, Arcement és Schneider 1989, Simon és Castro 2003). A meder/ártér érdességét, illetve azt, hogy ez hogyan befolyásolja az átlagos áramlási sebesség mértékét, leggyakrabban Chézy és Manning egyenleteivel határozzák meg. A mederre és az elöntött területekre jellemző, az áramlást befolyásoló érdességi tényező értékének alakulására az alábbi alkotó elemek vannak hatással: a talajfelszín érdessége, növényzet, a meder keresztmetszetének szabálytalanságai, a meder futásvonala, a meder alakja és mérete, akadályok (műtárgyak) jelenléte, a folyó feltöltő és kimélyítő munkája, vízállás és vízhozam, szezonális változások, lebegtetett és fenékhordalék (Chow 1959). Az árterek érdességi tényezője a mederre jellemzőnél általában nagyobb, értéke alapvetően a felszín állapotától és a vegetációtól függ, alacsonyabb vízállások esetében gyakran a növényzet alámerülésének mértékével változik (Chow 1959). A különböző érdesség-elemek becsült maximumainak figyelembe vételével, legrosszabb esetben, a főmederben 50 %-ban, míg a hullámtéren akár 65 %-ban a növényzet lehet felelős az érdességért (Chow 1959, Rátky és Farkas 2003). Az ártéri növényzet által kifejtett érdesség több tényezőtől is függ. Közvetlen módon az ott található növényfajoktól, azok magasságától, sűrűségétől, elterjedésétől, alakjától, rugalmasságától, hajlékonyságától (ezért a lágy és fás szárú vegetáció ellenállását másként számítják), a társulások szerkezetétől, mozaikosságától, évszakos és szukcessziós növénydinamikájától, a növényzeti foltok áramlási irányhoz való viszonyától. Közvetett módon, pedig az avartakaró beszivárgást és felszíni érdességet módosító hatásától, valamint

az elhalt növényi részek mennyiségétől és jellegétől (Chow 1959, Tabacchi et al. 2000, Rátky és Farkas 2003).

Az érdességi tényező gyakorlatban történő meghatározására több módszert is kifejlesztettek: a legegyszerűbb, ám a legnagyobb hibával meghatározott érdességi tényező a szakemberek terepi tapasztalata és megérzése alapján becsült érték. Ennél fejlettebb módszer egy-egy meghatározott érdességű területről készített fényképfelvétel és leírás összehasonlítása az általunk vizsgált területtel, majd a leginkább hasonlító értékének a kiválasztása (Barnes 1967, Arcement és Schneider 1989). Gyakorlattel rendelkező szakemberek az érdességi tényező értékét 15 %-os pontossággal képesek így meghatározni (Sellin 2003). Az Amerikai Talajvédelmi Szolgálat által kifejlesztett Cowan-formula az érdességet befolyásoló tényezők megfelelő fokozatainak kiválasztásán, majd azok összegzésén és annak a meder kanyargósságának megfelelően kiválasztott értékkel való szorzatán alapul. Ezt a képletet alapvetően folyómedrekre dolgozták ki, árterületeken ennek Aldridge és Garrett által módosított változatát szokás alkalmazni (Chow 1959, Arcement és Schneider 1989, Sellin et al. 2003). Használatuk átmenetet jelent az árterek egyes típusaihoz tartozó érdességi tényezőket felsoroló táblázatok használata felé. Ezek részletezik a vegetáció típusát, sűrűségét, a szezonalitást, akadályok jelenlétét és az érdességet befolyásoló más paramétereket. Chow (1959) és Szribnij (közli Németh 1959) gyakorlatba átültetett vizsgálatok eredményeiből állította össze ilyen jellegű táblázatát (3.2. táblázat). Fás szárú vegetációval borított, részlegesen elárasztott árterületek érdességének meghatározására dolgozott ki Petryk és Bosmajian (1975) egy újabb módszert, ami a vegetáció sűrűségét és az elárasztás magasságát veszi alapul. A módszer indirekt és direkt felhasználásának módját és gyakorlati alkalmazását Arcement és Schneider (1989) közli részletesen. A legújabb módszert az érdességi tényező meghatározására a kisminta kísérletek jelentik. Ennek során különféle áramlási sebességeknél vizsgálhatják egyszerűbb esetben fém pálcák vagy csíkok, természetesebb körülményeket szimulálva, pedig a merev, vagy hajlékony vegetáció érdességét, részleges, illetve teljes mértékű elárasztás és eltérő sűrűség esetén, laboratóriumi körülmények között (Sellin 2003). Ezek a kísérletek azonban költségesek, csak korlátozott körülmények között felhasználhatóak és kalibrációt igényelnek.

Az említett módszerek közül leginkább a fényképes összehasonlítást és a táblázatok használatát javasolják az érdességi tényező hozzávetőleges meghatározására (Arcement és Schneider 1989, Sellin 2003). Annak ellenére, hogy műszakilag nem egyértelműek, és használatuk megtévesztő lehet, mégis elterjedtek, hiszen egyszerűek és a bonyolultabb módszerek sem adnak lényegesen jobb eredményt (Rátky és Farkas 2003).

A növényzetnek tehát jelentős szerepe lehet a partok stabilitásának megváltozásában, új akkumulációs felszínek kialakításában és tovább fejlődésének befolyásolásában (övezővölgyek, folyóhátak, szigetek és elhagyott medrek), valamint az ártereken megfigyelhető erózió és üledék akkumuláció mennyiségi és minőségi alakulásában (Borsy 1972, Brown 1983, Hupp és Simon 1991, Tabacchi et al. 2000, Steiger és Gurnell 2003, Micheli et al. 2004, Steiger et al. 2005, Rodrigues et al. 2007). A különféle társulások áradások alkalmával meghatározott hullámtéri akkumuláló hatása azonban még kevésbé ismert. Hullámtér fejlődésének vizsgálatakor tehát fontos számításba venni a területén megfigyelhető vegetációs változásokat is.

3.3 Vizsgálati módszerek

3.3.1 Korabeli leírások, etimológiai adatok és térképi ábrázolások alkalmazása

A mintaterületek történetét két különböző úton követtem nyomon. Elsőként szűkebb környezetüknek az elmúlt évszázadokban használt földrajzi neveit gyűjtöttem össze korábbi

A

Szribnij féle csop. sz.	A meder/hullámtér jellemzése	Érdesség (n)
5.	Csak nagy esőzések és árvizek alkalmával vizet vezető, sok hordalékot szállító, benőtt meder. Folyók és folyamok viszonylag kiképzett hullámtere, rendes növényzettel (gyep, bokrok)	0,05
6.	Erősen kanyargós és benőtt időszakos meder. Benőtt, nem kidolgozott hullámtér (árkok, bokrok, fák és bozót)	0,067
7.	Erősen benőtt meder és mély keresztárkokkal barázdált hullámtér, alig áramló vízzel	0,08
8.	Az előzőhöz hasonló hullámtér, szabálytalan keresztirányú áramlással, kisebb öblözetekkel	0,1
9.	Mocsárba vesző, sűrűn benőtt és helyenként majdnem álló vízfolyások. Hullámtéri erdő, nagy, holtvízű területekkel, helyi mélyedésekkel és tavakkal.	0,133
10.	Iszapot és követ mozgató sárfolyók. Nagyon sűrű erdővel benőtt hullámtér. A vízgyűjtőterület természetes lejtői.	0,2

B

Az ártér típusa és leírása		Érdesség értékek (n)		
		Min.	Normál esetben	Max.
Legelő, cserjék nélkül	rövid gyepek	0,025	0,03	0,035
	magasra növekvő füves vegetáció	0,03	0,035	0,05
Mégművelt területek	termény nélkül	0,02	0,03	0,04
	kifejlett kapásnövényzet	0,025	0,035	0,045
	kifejlett szántóföldi növényzet	0,03	0,04	0,05
Cserjés	szórványos cserjés, jelentős gyomnövényzet	0,035	0,05	0,07
	ritkás cserjés-fás növényzet télen	0,035	0,05	0,06
	ritkás cserjés-fás növényzet nyáron	0,04	0,06	0,08
	átlagos, vagy sűrű cserjés-fás növényzet télen	0,045	0,07	0,11
	átlagos, vagy sűrű cserjés-fás növényzet nyáron	0,07	0,1	0,16
Fás szárú vegetáció	sűrű egyenes törzsű fűzes, nyáron	0,11	0,15	0,2
	irtás terület tuskókkal, sarjak nélkül	0,03	0,04	0,05
	a fentihez hasonló, de sűrűn sarjadzó terület	0,05	0,06	0,08
	szálfa erdő, néhány kidőlt fával, ritkás cserjeszinttel, árvízi vízállás a lombkoronát nem éri el	0,08	0,1	0,12
	hasonló a fentihez, azonban az elöntés a lombkorona szintet is érinti	0,1	0,12	0,16

3.2. táblázat: (A) Természetes medrek érdességi tényezőjének Szribnij szerint alkotott tíz csoportjából a hullámterekre is vonatkozó utolsó hat csoport értékei (Németh E. 1959), (B) Chow (1959) által közölt, árterekre (D-2 csoport) vonatkozó érdességi tényező értékek táblázata.

etimológiai kutatások (Inczei G. 1960, 1970 ill. 1971) és térképek névanyagának segítségével. A szórványosan fennmaradt oklevelek szövegei is hasznos információt szolgáltatottak. A jellegzetes, növényzettel kapcsolatos elnevezésekre külön kitértem. Nagyon fontos adatokhoz juttathatnak bennünket a népi elnevezések is, utalva a korabeli növénytársulások elhelyezkedésére, előfordulására, pl.: *Kákásierdő*, *Lúcs hát*, *Ürmösgát*, *Szilas*, *Mogyorós*, *Sulymos*, *Csipkés*. Mivel az apátfalvi mintaterület esetében ilyen jellegű adatokat kisebb számban találtam, azt az egykori térképek elemzésével együtt tárgyalom. A területek rövid bemutatását ugyanis korabeli térképek jellegzetességeinek leírásával, összehasonlításával folytattam, ami plusz információt szolgáltat a mintaterületek vízrajzának, területhasználatának változásaival kapcsolatban. Vizsgálataim során kifejezetten a Maros mentére (a későbbi hullámtéri területekre és közvetlen környezetükre) koncentráltam.

3.3.2 A légi felvételek előkészítése

A legutóbbi 50 év során bekövetkezett területhasználat-változásokat négy fekete-fehér (1953, 1964, 1981, 1991) és egy színes légifelvétel-sorozat (2000) segítségével követtem nyomon. Mivel a teljes hazai Maros szakaszra nem tudtuk megvásárolni a légi felvételeket, ezért úgy döntöttem két jellegzetes területhasználati típust képviselő hullámtéri öblözetben végzem el ezt a vizsgálatot (Csordajáráson és a Vetyehát területén). Ezek az alapadatok már lehetővé tették, hogy az egyes tájfoltokat nagy pontossággal körülhatároljam, majd területhasználati kategóriákba soroljam. Az elemzés során a Sipos (2006) által Erdas Imagine 8.4 szoftver segítségével geokorrigált légifotó-sorozatokat használtam fel. A polinomiális transzformációhoz az 1982-es 1:10 000 méretarányú digitális topográfiai térképlapokat használta referenciaként, kivéve az 1953-as sorozat esetében. Ahhoz a jól korrigálható 2000-es légifotó-sorozat szolgált referencia állományként, az RMS¹¹ hiba erre, míg az átlagos pontosság¹² mértéke a topográfiai térképekre vonatkozik (3.3. táblázat).

Készítés időpontja	Vízállás (cm)	Lefedettség	RMS hiba	Átl. pontosság (m)
1953. ??.	?	Szeged - Nagylak	0,538	6,4
1964. 09. 12.	-8	Szeged - Apátfalva	0,367	2,4
1981. 05. 22.	158	Szeged - Nagylak	0,413	3,3
1991. 07. 23	-2	Szeged - Apátfalva	0,450	4,2
2000. 06. 18.	-6	Szeged - Nagylak	0,342	2,2

3.3. táblázat: A kutatás során felhasznált légi felvételek fontosabb adatai

A táblázatban feltüntettem a Sipos (2006) által közölt RMS hiba és átlagos pontosság adatok mellett a légi felvételek készítésének pontos időpontját (ami a vegetáció aspektusát tekintve lényeges kérdés), valamint – hullámtéri öblözetekről lévén szó – a vízborítás szempontjából elengedhetetlen fontosságú vízállásokat (www.vizadat.hu weblap adatai alapján, a Makói vízmércére vonatkozólag) is.

3.3.3 A területhasználati foltok lehatárolása, osztályba sorolása

¹¹ RMS (Root Mean Square): a transzformációs függvény inverzével visszatranszformált koordináták és az eredeti koordináták közötti eltérés. Értékének 0,5 alatt tartása megfelelő pontosságot biztosít Kovács (2006) szerint a további felhasználáshoz.

¹² Átlagos pontosság: a geokorrekciót követően a referencia állomány és a korrigált állomány pontjai közötti átlagos eltolódás, amelyet Sipos (2006) tíz, a meder közelében tetszőlegesen kiválasztott pont alapján adott meg.

A mintaterületeken található egyes területhasználati foltok vektorizálása ArcView GIS 3.2 szoftver segítségével történt. Az egyes foltok és vonalas létesítmények digitalizálását poligon topológiával végeztem, a keletkezett forgács poligonokat gondosan eltávolítottam. A fedvényekhez rendelt attribútum táblázatban terület, kerület, valamint tájhasználati kategória és alkategória oszlopokat hoztam létre. Az egyes területhasználati foltok lehatárolása és területhasználati kategóriákba való besorolása vizuálisan történt. A digitalizálás során minimális térképezési egységnek (MMU) 15 m²-t választottam, meghatározása elengedhetetlen más tanulmányokkal való összehasonlítás esetén (Rocchini et al. 2006). A vizsgálat során összesen tíz, az érdességi tekintetében különböző értékkel rendelkező területhasználati kategóriát határoztam meg, ezek a következők voltak: (1) vízfelszín (Maros meder, holtág); (2) mocsár; (3) szántó; (4) erdő; (5) gyeperdő, legelő; (6) kert, gyümölcsös; (7) nádas; (8) cserjés; (9) művelésből kivett (irtás, felhagyott szántó); (10) mesterséges felszín (aszfalt, beton). A vektorizálás során az egyes foltok határának pontos kijelölését nehezítette az erdőszegélyeken fellépő árnyékhatás. A területhasználati kategóriákba történő besorolás esetén legtöbb problémát az átmeneti állapotban levő foltok okozták: felhagyott, elgyomosodó szántónak művelésből kivett, vagy gyeperdő, legelő kategóriába való besorolása, de ilyen volt a spontán (gyalogakáccal) becserjésedő foltok esetlegesen erdő kategóriába történő besorolása is. A rosszul kivehető foltoknak a megfelelő kategóriába való besorolását az előző és következő időszak, a 1:10 000-es méretarányú topográfiai térképek, valamint a korábbi cönológiai vizsgálatok (Tóth 1967, Makra 2002) eredményeként rendelkezésemre álló térképek, illetve terepbejárások segítették.

Fontosnak tartottam a földutak, kisebb irtások poligonként való értelmezését is, nyílt felszínként, vagy özönnövények által borítva sok esetben környezetüktől igen eltérő érdességgel jellemezhetőek. Táji szempontból pedig ezek a foltok a mintaterületek szerkezetét jelentősen befolyásolják.

3.3.4 Konstans analízis és kategória átmenetek

Az egyes területhasználati kategóriákba tartozó területek folytonosságának vizsgálatához vektor – raszter konverziót alkalmaztam az Arc View GIS 3.2-ben található THEME – CONVERT TO GRID paranccsal

A vizsgálat során minden fedvény esetében 2 m-es cellaméretet alkalmaztam, így a keskeny vonalas létesítmények „nem estek áldozatul” a generalizálásnak. A különböző időszakokban képezett raszteres állományok esetében, ahhoz a területhasználati kategóriához, melynek kontinuitását vizsgálni kívántam az attribútum táblázatban 2-es értéket rendeltem, míg a többihez 1-et. A MAP CALCULATOR segítségével az időszakok raszteres állományait összeszorozva azok a cellák, amelyek mind az öt időszakban a vizsgált kategóriába tartoztak 32-es (2⁵) értékkel szerepelnek. Azok a cellák, melyek egyetlen időszakban sem tartoztak a kérdéses kategóriához 1-es értéket kapnak. A többi cella esetében viszont csak azt lehetett megadni, hogy hány időszakban tartoztak az adott kategóriába (pl.: erdő), azt viszont nem, hogy melyik időszakok voltak azok. A továbbiakban a pixelek számából (ismerve a pixelméretet) lehetett következtetni az állandó területek kiterjedésére, illetve elhelyezkedésére.

A területhasználati kategóriák közötti átmenetet az 1953-as és a 2000-es, tehát a legnagyobb részletesen elemezhető időszakra vonatkozólag végeztem el. A már korábban előállított két raszteres állomány összeszorozásával megkaptam, hogy az 1953-as kiindulási állapothoz képest bekövetkezett változások közül melyek voltak a legfontosabbak (a két vizsgált öblözet teljes területének százalékában).

3.3.5 A hullámtéri területek hidraulikus érdességének vizsgálata

Az érdesség változását a vizsgált két öblözet teljes területére vonatkozóan, valamint a folyóparttal párhuzamosan futó 100 méter szélességű sávok esetében vizsgáltam meg.

Ugyanis a Maros két vizsgált áradásának tanulmányozásakor kiderült, hogy az akkumuláció mértéke a folyótól való távolsággal szoros összefüggésben van. Az egyes területhasználati kategóriák érdekességének meghatározásánál Chow (1959), Szribnij (közli Németh 1959), valamint Werner et al. (2005) adataiból általam összeállított táblázatot használtam fel. Ebben az egyes területhasználatokhoz tartozó érdekességek általuk használt minimumát, maximumát és normál értékét tüntettem fel (3.4. táblázat). Ez azért volt fontos, mivel utólagosan nem lehetséges az egyes területhasználati foltokra jellemző vegetáció pontos állapotát meghatározni, valamint érdekességük szezonálisan is jelentősen megváltozhat. Így a táblázat felhasználásával meghatározhattam a hullámtér egészének és a 100 méter széles sávok lehetséges érdekesség értékeit, a különböző területhasználati foltok területarányában.

Területhasználati kategória	Érdekesség érték		
	minimum	normál érték	maximum
vízfelszín (holtág)	0.050	0.050	0.050
cserjés	0.035	0.067	0.160
nádas	0.030	0.040	0.050
művelésből kivett terület	0.020	0.045	0.080
mocsár	0.133	0.133	0.133
mesterséges felszín	0.016	0.019	0.025
kert, gyümölcsös	0.025	0.068	0.160
rét, legelő	0.025	0.033	0.050
erdő	0.060	0.108	0.200
szántó	0.020	0.033	0.050

3.4. táblázat: Az egyes területhasználati kategóriákra vonatkozó érdekesség értékek Chow (1959), Szribnij (1959) és Werner et al (2005) adatai alapján

3.4 Eredmények

A továbbiakban a kiválasztott négy mintaterület környezeti, vízrajzi és területhasználati jellemzői kívánom vázolni az 1700-as évektől kezdődően. Az apátfalvi és a zugolyi öblözet esetében egészen napjainkig, míg az eltérő jellegű és nagyobb kiterjedésű Csordajárás és a Vetyehát esetében 1953-tól a területhasználat változásainak részletesebb elemzését végzem el, amiből – a vizsgálati módszereknél ismertetett módon – következtetni lehet a hullámtér érdekességi viszonyainak 1953-tól bekövetkezett megváltozására, közvetve pedig a hullámtéri akkumulációra gyakorolt hatására.

3.4.1 A mintaterületek környezeti rekonstrukciója írásos emlékek és etimológiai adatok alapján

A Maros közvetlen környezetéről – a jelenlegi hullámtérrel – készült korabeli leírások és korábban használatban volt földrajzi nevek sok hasznos információt tartalmaznak a terület jellemző környezeti adottságairól, használatáról. Csupán a szabályozásokat megelőző környezeti viszonyok ismeretében lesznek érzékelhetőek a későbbi hullámtéren napjainkig lezajlott (pl. hidrológiai, vagy vegetációs) változások. A továbbiakban a Csordajárás, Zugoly és Vetyehát területén használt földrajzi nevekkal foglalkozom részletesebben (ahol az egykori folyókanyarulatok pollen analitikai elemzését elvégeztem), az Apátfalvánál használt néhány elnevezést a 3.4.2.1 fejezetben ismertettem.

3.4.1.1 A Csordajárás földrajzi nevei és az azokban beállt változások

A mintaterület első említése Goszpodi-Hajlás néven található ami a törökdúlás után, a 18. században betelepült család emlékét őrzi. Goszpodi János ugyanis 1712-ben Makó város esküdtje volt, s családjával bérelhette a Goszpodi-Hajlás nevű vízszakaszt és az általa körülzárt területet. Megemlíti 1804-ben, 1814-ben is, míg 1820-ban azt írják, hogy a „*Goszpodi Hajlás 398. Hóld*” és 1827-ben azt, hogy „*A vízi malmom... régidő óta az úgynevezett Goszpodi Hajláson lévén*”. Emellett az alábbi elnevezéseket is említi a területre vonatkozóan:

- *Göböljárás, Tehénjárás* 1779-ből: „*a hízó marhák legelője*” volt (Inczeffi 1970), egyértelműen utalva a terület használatára. Az 1777-78. évi számadáskönyvi kivonat szerint 1773-74-ben a *Göböl járáson* legelő marhák tulajdonosai 139 forinttal maradtak adósak Makó városának (Bohdaneczky 1940).
- *Goszpodisziget* 1805., 1849. ill. 1857. évekből. A Maros kanyara által övezett terület nem volt sziget, hanem csak félsziget, mert egyik oldalát nem övezte víz. Áradáskor a terület hátsó részei alkothattak szigetet (Inczeffi 1970). Véleményem szerint ez az elnevezés annak is köszönhető, hogy a terület a makóiak szemszögéből sziget megjelenésű volt, hiszen felőlük minden oldalról víz zárta körbe.
- *Goszpodi* 1808: „*Goszpodiban...kaszálván*”, utal arra, hogy kaszálók is lehettek a területen.
- *Újgoszpodi* 1849-ből: eszerint *Goszpodisziget* délnyugati szélé melletti terület volt, amellyel *Goszpodisziget* a Maros átvágása után nagyobb lett, ennyivel nagyobb földdel gyarapodott Makó város határa a kanyarulat átvágása után.

A földhasználatban beállott változások, a földrajzi nevek életére sem hatástalanok, ennek következtében kiveszett a nyelvből több nevünk is, mint például a *Goszpodi-Hajlás* közelében fekvő *Fehérházi* (a püspöki uradalom 1791-től említett gazdasági építményéről) elnevezett *Fehérházi erdő*, *Fehérházi kaszáló*, melyek véleményem szerint jól mutatják a környező térségek növényzetében beállt változást is, ezzel esetlegesen fontos információt szolgáltatva a pollendiagramok elemzéséhez is. A közvetlenül keletre fekvő *Kákásér* környékén több elnevezés is használatban volt, mint *Kákás*, *Kiskákás*, *Nagykákás*, *Kákásikút*, valamint a vízszabályozás emlékeként 1814-24 között keletkezett *Kákásitöltés* elnevezés (Inczeffi 1970). Az északkeletre fekvő *Gerizdes* névére az első adat a 18. század utolsó negyedéből maradt fenn, amikor 1786-ban úgy említik, mint amelyen hosszú időn át leginkább kendert termesztettek (1791 és 1857-ben is említik), de úgy látszik, hogy a kender mellett szőlőt is, 1808: „*Girizdesi...szőlők mellett lévő Kender földek*.”

Tehát a mintaterületen már az 1700-as évektől fogva főként rét és legelő területek voltak, míg környezetében kender és szőlőtermesztést folytattak, de kisebb fűz ligetek és a keletre eső Kákás-érnél nádasok, mocsárrétek is előfordultak.

3.4.1.2 Etimológiai adatok a Zugoly területéről

A mintaterület nevének első ismert írásos említése 1779-ből való a Csanádi Püspökség makó-lelei uradalmának levéltári anyagából. A terület névadásának alapja az, hogy a folyó régi éles kanyarja itt zugot alkotott. Maga a „zug” félreeső helyet jelöl, nyelvjárási alakja régen csak *Szugoly* volt (Inczeffi 1970). A vizsgálati terület északkeleti részén találkozhatunk még a *Kutojhalom*, illetve *Kutoj* elnevezésekkel is a 19. század első évtizedéből. Inczeffi szerint talán családnévből származtatható elnevezés, de a *Kút-alj*-ből való származtatását elfogadhatatlannak tartja. Eszerint a névadás alapja, hogy onnan a Marosból vitték a kiszomboriak az ivóvizet (Kiss 1940). A mintaterület földrajzi neveinek további ide vonatkozó említése:

- 1779: „Város erdeji...Zugolyban, kivéven azon levő kaszáló helyeket, Jug 98”, Vertics J. Makó város területéről készített felmérési összesítőjéből (Tóth 1992) tehát ismerhetjük a zugolyi erdők területét¹³, valamint azt is, hogy mellette kaszálók voltak
- 1802 ill. 1805: „*Sylvae in Zugol*” ill. „*Sylva Zugoly (Dominalis) 181 Jugera 1073 3/6 Org*” (Tóth 1992), utalva a zugolyi erdők létre és egykori kiterjedésére¹⁴.
- 1813: „*Kutay Hegyben pusztá földjét*”, valamint „*Kutai Hegyben Szőlőjét*” (Inczeffi 1970)
- 1817: „*Kutalj hegyben elrontott a víz 5080 út új ültetésű szőlőt... ezenkívül 215 db veteményest*”, 1821-ben hasonlóan 13459 út szőlőt pusztított el az árvíz (Tóth 1992)
- 1821: „*a Zugoji Foknak el fogásába 1 napszám*” – Zugoly területén egy vízér neve volt, amely a Marossal közlekedett, pontosabb helye ismeretlen.
- „*Szugolyi Töltés*” – Zugolyt körülvevő régi Maros menti töltés neve volt, Kiss (1940) szerint 1752-ben épült ki a zombori marosi töltés
- „*a Zugolyi Kosaras Töltésnél*” – egy régi töltés volt a Maros partján, amelyet kosárhoz hasonló vesszőfonadék alkotott. Anyagát vélhetően a környező területek fűzéseiben szerezhették be.
- 1832: „*Zugolyi Makkoltatás*”, jelentősebb kiterjedésű tölgyesre utalva (Inczeffi 1970)
- 1834: a püspöki uradalomtól ekkor Joó János bérelt „*Zugolyi kaszálót*” (Tóth 1993)
- 1849: „*a zugolyi kis nyomásért*” – a régi zugolyi erdőtől északra az új Maros meder melletti régi legelő volt, amely a Maros átvágásával a folyó bal partjára esett
- 1857: *Zugolyi erdők*, Inczeffi (1970) szerint Zugoly területén egykori tölgyfaerdő neve volt
- 1866: „*szugolyban ... fűzfá gallya*” (Inczeffi 1970)

Tehát a mintaterületen a szabályozást megelőzően főként tölgy és fűz erdők, valamint egy kezdetleges töltés által védett területen kaszálók, szőlőföldek voltak.

3.4.1.3 Földrajzi nevek változása a Vetyeháton

A Vetyehát megnevezés meglehetősen régi, az 1700-as években már bizonyosan használták. „*Vettyi háti teremunka*” szóösszetételben használják először egy 1725-ös keltezésű oklevélben. Inczeffi (1960) a Vejtech szláv eredetű személynévből származtatja, illetve az sincs kizárva, hogy a kótya-vetye második tagjából származik, a terület ugyanis jelentős vejszehely¹⁵ volt az 1800-as évek közepén és a halászsó helyeket Tápé község kótya-vetyén adta bérbe a lakosságnak. Később azonban (Inczeffi 1970, 1971) változtat álláspontján és a Vetye előtagot a 18. század elején Szegedre települt francia Vétier család nevéből származtatja. További, számomra jelzésértékű említése még:

- 1803: „*Lelei pusztának a Vetye nevezetű résziben kaszálatott*”, vagyis a lelei pusztához tartozó Vetyeháton ekkor kaszáló volt
- 1813: „*Vetyehát Rét*” (Inczeffi 1971)
- 1830: „*a Marus vizének árjai egyenessen Vetye hátán és a Tápai szálásokon ömlenének keresztül*”
- 1847: „*vetyeháti hajlat átvágása*” (Inczeffi 1970) – a Holt-Maros későbbi kiszáradt medre
- 1862-ből „*vetyeháti erdőben*”

Mintaterületem másik részét képező, a Maros jobb partján, Vetyeháttól keletre eső Nagy-Hajlás első említése („*Nagy hailásbúl*”) 1774-re datálható (Inczeffi 1970), míg 1776-ban „*Deszki Hajlás*”-ként említik (Inczeffi 1960). A terület további elnevezései:

¹³ hold (lat. *juger, jugerum*, ném. *Joch*): földmérték, okl-ben magyarul először 1368-ban említik. Eredetileg a ~ az 1 ekével 1 nap alatt fölshántott földterület volt. A szántóföld mértékéből azonban a 15. sz-tól fokozatosan más művelési ágakban is országosan elterjedt mértékegység lett. A ~ 53 alegysége közül a *királyi* ~ 2347 négyszögöl, azaz 84,4 ár, a *kataszteri* ~ 1600 négyszögöl, azaz 57,54 ár volt (Magyar Katolikus Lexikon).

¹⁴ négyszögöl (lat. *orgia quadrata*, lat-ném. *Quadratklafter*): osztrák eredetű földmérték. Hosszmértékből hatványozással kialakított területmérték, a hold kisebb egységeként országosan általánosan használták a 17. sz. végétől, de csak a 19. sz. során lett egészen ált. 6 alegysége közül a bécsi ~ 6 x 6 bécsi láb = 36 négyszögláb, azaz 3,596 m² (Magyar Katolikus Lexikon).

¹⁵ A vejsze a legősibb halászati szerszámok közé tartozik, nádból vagy vesszőből készült, falakat és tévesztőket alkotó, a mederbe levert halfogó szerszám, mellyel egész folyókat, tavakat átfognak, tehát elrekesztenek. Helyét ma is *vejszehelynek* mondják (Herman 1887)

- 1843: „*Dészki átvágás*” A Maros nagy kanyarulata Deszktől É-ra, a lelei föld határán, amelyet a folyó szabályozásakor átvágtak
- 1845: „*a Maros szabályozása következtében által esett Nagy hajlásnak*” a csanádi püspökség levéltárának Maros szabályozási irataiból előkerült említés
- 1847: „*Dészki hajlásban legeltetés*”, a mélyebben fekvő ártéri rész használatára utal
- 1857: „*Deszki Nagy hajlási sziget*” A név a Maros szabályozása után keletkezett, amikor a területet majdnem köralakban övező Marost levágták, és így rövid ideig minden oldalról víz vette körül

A Nagy-Hajlással átellenben, a Maros bal partján található *Hajdovát* először 1779-ben Vertics J. Makó város területéről készített felmérési összesítőjében említi (Tóth 1992): „*A nádas rét között lévő kaszálók u.m. Hajdova és Kalára mellyékek Jug 133*”. Tehát ismert a mintaterületen található nádasok, rétek mellett, a magasabb térszíneken levő kaszáló kiterjedése. Inczeffi (1970) a *Hajdova* elnevezést a Hajdú családnév régi Hajdó alakjának szerb változatából származtatja.

A területről fennmaradt többi földrajzi név még a *Sulymos* (1887) a Nagy Hajlás ÉK-i részén, amiről Inczeffi (1970) azt írja: hogy „*egy sulymos tó volt régen*”. Hajdovától keletre, a mintaterület DK-i peremén található az egykori *Kalárai hajlás*, *Kaláraisziget*. Előbbi 1790-ből, mint „*Klara hajlás nevezetű darab rétet*” említene. Inczeffi (1970) szerint a Maros régi kanyarjának neve, amely a környező föld nevévé is vált és egy régi folyómedret jelöl, ami ekkorra feltöltődött. Nevét a szomszédos Klárafalva településről kapta. A belső legelő megszemlélésére 1838-ban kiküldött bizottság szerint a kaszálásra alkalmas rész a „*Kalárai csúcsban 136 hold*” volt (Tóth 1993).

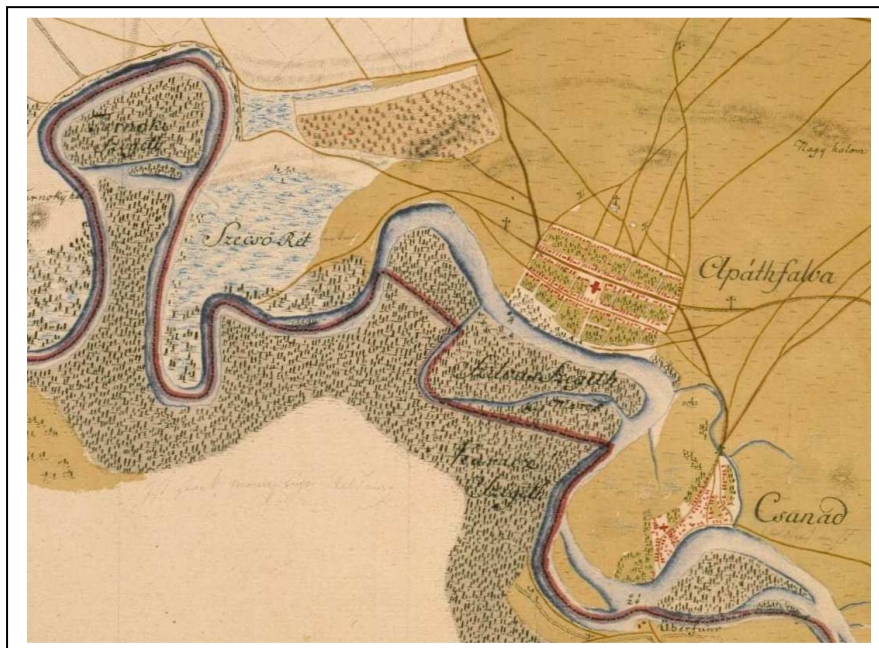
Tehát a vetyeháti öblözet területéről a szabályozásokat megelőzően csupán mocsárréteket, kaszálókat említenek korabeli források, erdőt csupán 1862-ben jegyezték fel.

3.4.2 A mintaterületek területhasználatának változása egykori térképi ábrázolások és leírások alapján

3.4.2.1 Területhasználat Apátfalván egykor és ma

A középkorban a Maros völgye sűrű falvas, népes sávot képezett. Az Alföldnél jobban beépült terület volt. Ennek a kultúrtájnak az arculatát a török pusztítások sorozata semmisítette meg (Tóth 2000). A falut és az erdőt felégették, a szántók parlagon maradtak. A Maros gondoztatlaná lett, sok kanyarulat, sziget, homokzátony keletkezett, folyása lelassult. A török hódoltság után csak lassan népesült be a táj, az elpusztult falvak legnagyobb része sohasem épült újjá (Reizner 1984). Apátfalva helyén a bécsi udvari haditanács marosi határőrvidék céljára 1700-ban települést hozott létre. Mária Terézia 1750-ben föloszlatta a marosi határőrséget és magyar családokkal telepítették be a területet (Tóth 2000).

Apátfalván a szőlőtelepítés 1770-ben indult meg, következő évben már 107-en foglalkoztak vele a faluban (Tóth 2000). Az urbárium végrehajtásakor (1779-ben) a lakosoknak már jó szántóföldjeik, a *Szigeten* hasznos gyümölcsöseik (főként szilva), káposztát és veteményeseket termő földjeik voltak, kétnyomásos gazdálkodást folytattak. Ekkor földrajzi névvé is vált az a két terület, ahol a szilva termesztése elterjedt: *Kerekszilvás*, *Hosszúszilvás* (Tóth 2000). Az első katonai felmérés idején, 1784-ben a helységet nagy kiterjedésű legelő övezte, a folyó mentén, a *Szilvás szigeten*, *Szecső réten* és *Tárnok szigeten* középtörzszű fehérfűzfa erdő volt (Eperjessy 1971). A *Szecső rét* és a szőlőkertek mögött lévő mocsarak, tavasz kivételével mindig szárazak voltak (3.3. ábra). A Maros, amely egyenesen a község mellett haladt, 80-100 öl széles és legfeljebb 4 öl mély volt. Száraz időben ölnyi magas partjai voltak (Eperjessy 1971). Az erdők jelentős kiterjedését az aradi prefektussal egy évtizeddel korábban kötött megállapodás is alátámasztja, miszerint ingyen adott erdejéből tüzelőnek való fát, de roboton kívül száz öl fát kellett kivágni és behordani az uraságnak (Tóth 2000).

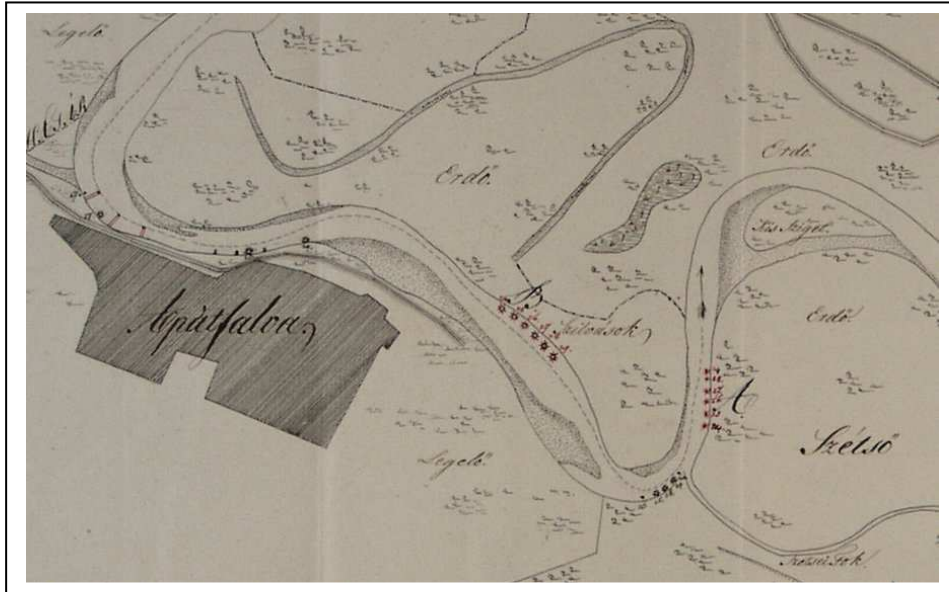


3.3. ábra: Apátfalva és környéke, valamint a Maros elágazó, zátonyokkal és szigetekkel tagolt medre az I. katonai térképezés idején (Col.:20 Sec.:30; 1:28 000)

A marosi árvizek állandó veszélyt jelentettek a község életére nézve, 1820-ban egy egész utcát pusztított el, ezért tíz láb magas töltést emeltek. Attól kezdve a Maros szabályozása állandóan napirenden volt, 1832-ben szemlét tartottak, ahol Torontál és Csanád megye küldöttsége három átvágás eszközését kérte. Mivel ezek a folyó alsóbb folyására eső településekre lettek volna veszélyesek és a csanádi rév helye is megváltozott volna, az átmetszéseket nem javasolták. Helyette az árvizek ellen töltések és sarkantyúk építésével történő védekezést ajánlották. Miután 1842-ben a deszki és makói kanyarokat átvágták az elvi akadályok elhárultak és 1852-ben megindultak a munkálatok. Ekkor új töltés építése miatt harminc házat kellett elbontania a falunak. Az új medret viszont nem sikerült a folyó vizével kiszélesíteni, ezért az átvágások kibővítésére 1870-ben kaptak segínyt a minisztériumtól.

Közvetlenül a munkálatokat megelőző állapotot mutatja be Wallandt H. 1:14400-as délkeleti tájolású 1847. évi térképe¹⁶ (3.4. ábra). Feltüntette a Maros jelentős kiterjedésű homokzátonyait, a benne található nagyszámú hajómalmot, a bal parti Szilvást, a mintaterület és a falu között elhelyezkedő közlegelőt. Míg nyugatra a Szecsői erdő és a kanyarulat tetőpontjában, folyásiránnyal ellentétesen kiágazó Szecsei Fok található. Hasonlóan a második katonai felmérés (1864), valamint a régi és új folyómederről készült 1860-65. évi fölmérés térképéhez, jól látható, hogy a Maros medre több ágra szakadt, azok jelentős kanyarulatokat képeztek, zátonyok találhatóak a mederben, a közrezárt szigeteket pedig erdő borította. A legelő elkülönítésének módjáról tartott 1863. évi népgyűlés szerint „minden telki állományra a szecsői erdőből másfél hold adassék” és a „szilvásokon keresztül menő Maros átmetszés mellett szükségelt út kárpótoltassék”, valamint hogy „a Maros part a községé legyen, kihagyatván a közös legelőből a hajóhúzó lovak számára tíz öl szélességű út”. Korábban előfordult, hogy a vontatás útjába eső vízimalmokat eltávolították, továbbá a hajók felhúzásának nehéz feladatát a folyó menti települések jobbágyainak kötelességévé tették éppúgy, mint hogy a vontatók útján egy öl szélességben kiirtsák a fákat és bokrokat (Barta és Oltvai 1985). Az új töltés által határolt öblözet pedig továbbra is közlegelőként volt hasznosítva. Tóth (2000) adatai szerint közvetlenül a település alatti kanyarnál még 1879-ben is a régi mederben folyt a Maros. Az 1879-ben zárult úrbéri perben úgy döntöttek, hogy közös

¹⁶ Lelőhely: Országos Levéltár S 12 DIV XIII No 677



3.4. ábra: A Maros és ártere Apátfalvánál 1847-ben

tulajdonban marad az ártéri legelő, a *Porond* Magyarcsanád határától a *Tárnok-sziget*ig és a mintaterületemen ekkor feltüntetett *Disznójárás*, kimérésüket pedig Breuer G.-ra bízta. Apátfalván az istállós és a félszilaj állattartás egyaránt előfordult. A környéken a korai burgonya termesztése az első világháború előtt indult meg, konyhakertészettel, hagyma- és zöldségtermeléssel párosulva (Tóth 2000).

A homokkitermeléssel Apátfalva jelentős hírnévre tett szert. Eredetileg a homokot hajón szállították Szegedre, majd onnan uszályokon, később az 1882-ben kiépült Arad-Csanádi vasúton. Az egykori sertéslegelő területén különösen jó homoknyerési lehetőség kínálkozott, a füves réteget letermelték és ott homokbányákat alakítottak ki. A 20. század elején vette kezdetét a talicskás kitermelés, alacsony vízálláskor a porondokról hordták föl a homokot. Az első világháború után terjedt el a cserpákos kitermelés, majd 1951-ben alakult meg a Makói Homokkitermelő Vállalat, ebbe kényszerítették be az egyénileg dolgozó apátfalviakat (Tóth 2000).

Egy 1953-ban készült légi felvétel (3.5. ábra) tanulsága szerint a hullámtér magas ártéri területén kis parcellákon művelt kert, gyümölcsös és szántóföldi gazdálkodás volt a jellemző. Ehhez az alacsony ártéren alacsonyabban fekvő nagy kiterjedésű, kopár homokzátony kapcsolódott, melyen több vízátfolyás is megfigyelhető volt (éppen olyan lehetett, mint napjaink alacsony vízállásai idején a szigetek között szárazra kerülő zátonyfelszínek). A mederben található szigetek ekkor a part bal oldalához simulnak. Később a túlszélesedett meder szűkülni kezdett, így az áradások alkalmával megindulhatott nagyobb arányban a lebegtetve szállított üledék lerakódása. Az 1964-ben készült 1:10000-es topográfiai térkép már azt mutatja, hogy az egykori alacsonyabb zátonyfelszín művelésbe vonták és döntően szőlőtermesztést folytattak rajta, míg a magas ártér használata lényegesen nem változott. Ekkorra már mederközepi szigetekről beszélhetünk, a jobb parton pedig egykori szigetek mutat a partba olvadva. Napjainkban az alacsonyártéri részen az egykori ültetvényeket elborító, özönnövényekkel és hamvas szederrel benőtt áthatolhatatlan fás, cserjés vegetáció a jellemző. A hullámtér ritkábban előtört magas ártéri részét sem mindenhol művelik. Főként kis területen művelt szántók, kapásnövények és gyümölcsösök váltakoznak parlagon hagyott parcellákkal.



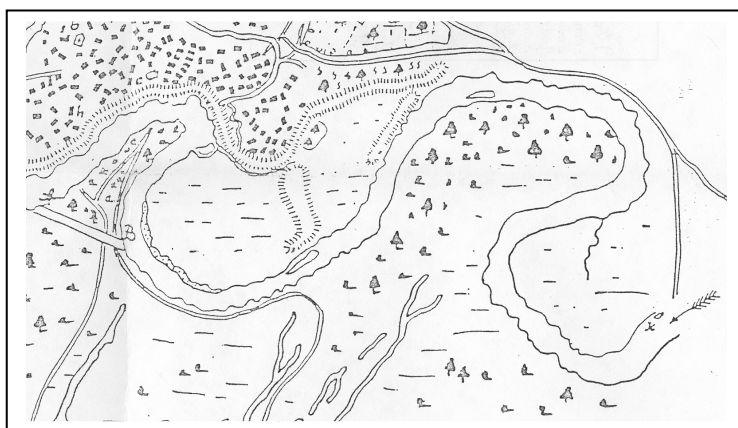
3.5. ábra: Az apátfalvi öblözet területe 1953-ban, a mai alacsony ártér még kopár zátonyfelszín volt a légi felvétel szerint

3.4.2.2 Csordajárás területhasználata a múlt század közepéig

Makó környékének vízrajzáról az első, jól használható térképi ábrázolás 1695-ben készült I. Frigyes Ágost törökök ellen vezetett hadjárata kapcsán. A szász választófejedelem táborát délnyugatról a Nagy-ér, délről a Maros kanyarulatai, míg keletről a Mikócsai-ér kákási szakasza határolta (Gilicze 1996). Mintaterületemet ekkor galériaerdők és mocsarak borították.

A Maros Nagylakig terjedő szakaszáról 1699-ben készült Stephan Waltner 1:256 000-es méretarányú térképe. Makót romos nagy faluként tünteti fel, amint arról 1695-ben is beszámolnak: „Makó nincs többé, lakatlan, csak este látni itt-ott pásztortüzet”. Ezen a térképen Nagycsanád felett a Marost szigeteket építve, több ágra szakadva ábrázolja a szerző. Nagycsanád alatt viszont gyökeresen megváltozik futásának képe, erősen kanyargó jellegűre vált, ezekből fejlődtek ki mintegy 50-150 év alatt azok a túlfejlett kanyarulatok, amelyeket majd a szabályozások alkalmával átmetszenek. A folyókanyarulatok öblözeteiben a szerző fás vegetációt tüntetett fel.

A K. Steinlein készítette 1753-as térkép¹⁷ a következő felhasználható ábrázolás (3.6. ábra), amely egyben Makó legkorábbi részletes térképe is. A

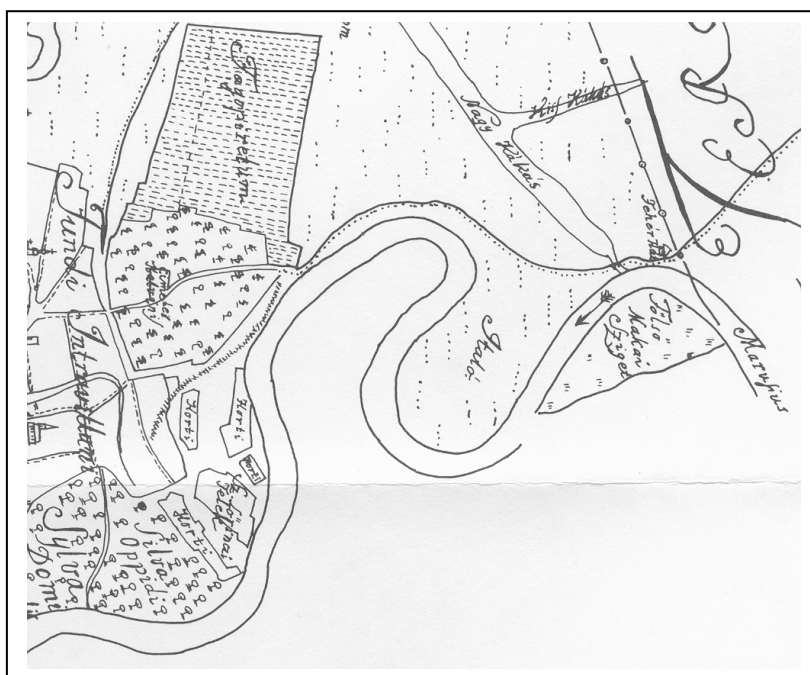


3.6. ábra: Karl Steinlein 1753-ban készült térképének kivágata

¹⁷ Cím: Plan Über die Situation von dem orth Mackova wie Solches durch den Marosch Fluss dermahlen mit dem Temesvarer Bannath Separiert und angranzend ist... (Lelőhely: a bécsi udvar kamarai levéltára, Bánáti akták 1752 fontban két példány)

már említett első kanyarátvágás terve is jól látható rajta (Eperjessy 1927). Mintaterületemen továbbra is fás, mocsaras vegetációt jelölt, valamint két sziget is található volt a Marosban (1786-ban Vertics *Kis és Nagy Lúdvári sziget*ként tünteti fel). Makó városát védő töltések nyomvonala jól kivehető a meander nyugati része mentén, míg a keleti részén jelzett vékony vonal vélhetően már a később Pallagi-fokja néven feltüntetett lecsapoló mederre utalt.

Az 1778-ban Makó határát ábrázoló térképet (3.7. ábra) Vertics J. készítette¹⁸, ezen a Maros Goszpodi-Hajlás feletti szakaszán megjelenik a *Felső Makai Sziget*. A keleti részen korábban feltüntetett fok nem található meg, helyette a térképek „Itatót” jelölnek. Vertics az 1778-as térképén ábrázolja a meander és Makó közötti terület földhasználati módját, amely igen összetett volt: *Szt. Lőrinczen* a város és az uraság erdői, közelebb a kertek, a meandertől északra, pedig szőlők és Fagopiretumnak (kenderföld) írott, valójában kukoricatermő területek voltak. Ennek a térképnek a segítségével kizárható az Inczeffi által megjelölt elnevezések közül az 1779-re datált *Göböljárás*, *Tehénjárás*, az 1778-ban készült Vertics térkép ugyanis jóval távolabb, a külső legelő területén tünteti fel a *Göböljárás* nevű területet.



3.7. ábra: Makó határa Vertics J. 1778-as térképlapján

Az első katonai felmérés ide vonatkozó térképlapja¹⁹ szerint 1784-ben a kanyarulat által közrezárt területet továbbra is fás vegetáció borította. Az országleírásban az áll, hogy a város és a folyó között elterülő erdő magas törzsű fákból áll (Eperjessy 1971), ami vélhetően a *Fehérházi erdő*höz hasonló fűzest jelentett.

Horváth I. 1804-es térképe²⁰ (3.8. ábra) a csanádi püspökség makói uradalma és a kiszombori Oexel család csereszerződése alkalmából készült, melyben a püspöki uradalom a *Makai Felső és Alsó sziget*et átengedi az Oexel testvéreknek, cserébe a *Goszpodi-Hajlásért*. A Maroson hat hajómalmot látunk, a hajlás nyakát töltés (Agger) zárja le, amellyel párhuzamosan húzódik az új határvonal. Az 1776-ban feltüntetett *Kis Lúdvári sziget* ekkorra eltűnt, míg a *Nagy Lúdvári sziget* a térképen jelölt *Porond* (a Maros homoklerakódásainak neve, amelyek a folyó kanyarulatainak belső felén keletkeznek – Inczeffi 1970) révén 28 év

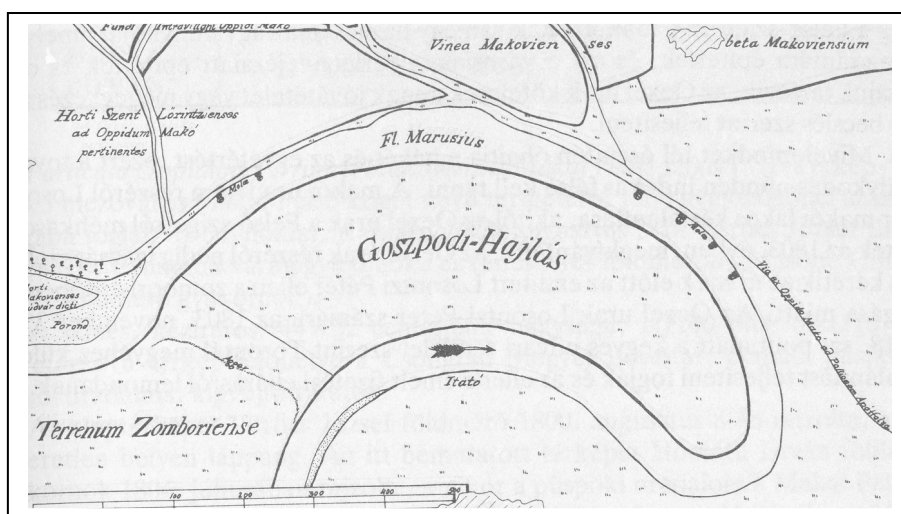
¹⁸ Cím: Mappa Exhibens Terrena tam Oppidi Mako...(Lelőhely: József Attila Múzeum Makó, leltári száma: 78.99.1)

¹⁹ Colonne: 20 Sectio: 30

²⁰ Cím: Mappa Plagae Goszpodi-Hajlas nuncupatae... (Lelőhely: Sipos István, Makó, Kölcsey u. 1.)

alatt a parthoz csatlakozott. A *Gospodi-Hajlás* területén ekkor már nincs fás vegetáció, és tőle délre továbbra is „Itató” felirat és füves terület látható. A füves terület létét bizonyítja a Gospodi kifejezés első említésére is, hiszen 1808-ban azt írták, hogy a „*Gospodiban...kaszálván*”. Az oklevélből kiderül még az is, hogy az 1778-ban még *Alsó*, illetve *Felső Makai Sziget*nek nevezett területek „*elveszítették már sziget jellegüket és a szárazfölddel való kapcsolatból eredően, alkalmat adtak a makóiak számára a mi erdőinkbe való benyomulásra*”. Azaz 26 év alatt lényegében feltöltődött a Maros szigeteket övező egyik ága. Valamint megtudható azt is, hogy a környéken vélhetően fűzerdők helyezkedtek el (a felső szigetenél még ebben az évben fűzfa karókból és vesszőkből a part megszilárdítása érdekében épült sövényt említenek). A felső szigeten a makóiak kaszáltak és hüvelyeseket termesztettek (Tóth F. 1992).

Vertics J.-nek Makó belső legelőjéről készült 1805-ös térképén²¹ újra látható az először 1753-ban ábrázolt fok, vélhetően annak a felújulása. Itt *Pallagi Fokja* néven szerepel. Inczeffi G. (1970) is említést tesz róla: „*egy kis vízer volt, ami a Marosból szakadt ki*”.



3.8. ábra: A mai Csordajárás legrészletesebb korabeli térképe (1804)

A következő említésre méltó esemény az 1821. évi árvíz, amely „több millió” szőlőtő kipusztulását eredményezte. A szőlőtermő területeket veteményes földekké alakították, ami elősegítette a hagymatermelés nagyobb mértékű kibontakozását is (Tóth 1972).

Giba A. 1:28 800 méretarányú Maros szabályozási tervén²² 1827-ből jól láthatóak a tervezett átvágások (2.2. ábra), melyek főként a Baranyi-Hajlat szűk keresztmetszete miatt váltak esedékessé. Itt a meder felényire (kb. 76 m) szűkült össze, mélysége 37 láb és 7 hüvelyk volt (kb. 11,7 m). A víz sodrása áttevődött a makói oldalra, a folyó bevágta magát a töltés anyagába és annak oldala beleomlott a folyóba. Az ártér szélessége a *Gospodi-Hajlás*nál 800-900 öl (kb. 1600-1800 m), a *Baranyi-Hajlás*nál csak 175 ölnyi (kb. 350 m). Ez okozta, hogy áradások alkalmával a víz a *Fehérház*ig felduzzadt (Tóth 1992). A környéken továbbra is itatóterület és a töltés túloldalán a *gerizdesi* kenderföldek és *szt. lőrinczi* szőlőföldek voltak.

Az 1838. és 1841. évi tavaszi árvizek után Makó fokozott veszélyeztetettsége miatt újabb lendületet vettek a szabályozásról folyó tárgyalások. Mátéffy P. jelentése 1842-ben készült a szabályozási munkálatokról Torontál és Csanád megyék közti problémás kérdések

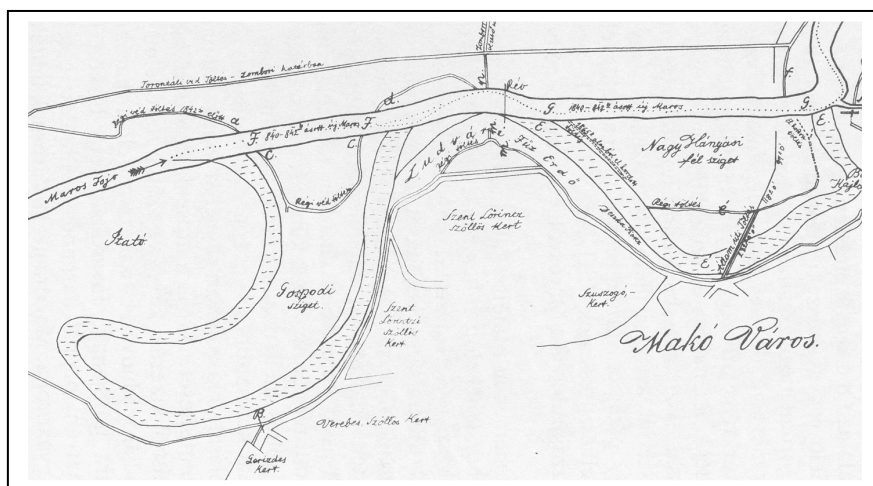
²¹ Cím: Mappa Pascui Interni Oppidanae Commutatis Mako... (Lelőhely: Magyar Országos Levéltár S. 12. Div. XVII. No. 13. 2.)

²² Cím: Mappa exhibens partem fluvii Marusii inter oppidum Mako... (Lelőhely: Magyar Országos Levéltár S. 12. Div. XIII. No. 576.)

tisztázása érdekében (Tóth 1992). Ennek a jegyzőkönyvnek a melléklete egy 1:7200 méretarányú térképlap, amely tehát nem szabályozási terv, hanem helyszínrajzi tudósítás a végbement munkálatokról. Az előbbiekhöz képest szembeötlő változás, hogy már *Itató Erdőt* jelenített meg a szerző, de más erdős területek is találhatóak voltak a mintaterület környékén (pl.: *Lúdvári erdő*). Az új töltések és csatornák 1840-42 között készültek el, míg a csanádi oldalon 175 öltre (kb. 350 m), addig Torontál határában 150 ölnyre (kb. 300 m) épültek a Maros új nyomvonalától. Bár a munkálatok jó része befejeződött, a Maros mederfoglalása még váratott magára (Tóth 1992). Az átvágás után – amit Török (1977) adatai szerint 1846-ra fejeztek be teljesen – a partvédelmi munkálatokhoz fogtak. *Szt. Lőrincznél* 1851-ben két sarkantyút építettek, körakásokkal igyekeztek a meder vándorlását lehetetlenné tenni (Andó 1993).

Makó város átnézeti kataszteri térképe²³ 1854-ben készült el, melynek méretaránya és szerzője ismeretlen. A kataszteri összesítőben vizsgálati területem első alkalommal szerepelt *Holt-Maros* néven, területe 47 kat.h. és 151 □-öl (kb. 30 ha), az általa közbezárt legelőként használt térséget 137 kat.h. és 632 □-ölnek (kb. 88 ha) tüntette fel.

Tóth F. (1992) a *Lúdvári* fapiac rendezési terve kapcsán megemlíti, hogy a *Lúdvári* füzerdő mellett, mintaterületem közelében – 1860-ban, a kanyarulat átvágása után nem sokkal – mészégető kemencék sorakoztak. Működésük alkalmával keletkező pernye véleményem szerint jelentkezhet a későbbi pollenanalitikai vizsgálatok során.



3.9. ábra A Marost kísérő gátak rendszere Makónál (1865)

A Breuer G. készítette, 1861-ből származó 1:14000-es térképlap²⁴ Makó belső legelőinek kiosztását mutatja. A *Belső nyomásnak* egy év alatt elkészült a felparcellázása, ekkor vált a zsellérek földhöz jutásával a hagyma kerti veteményből szántóföldi terméké. A *Gospodi*, az *Itató*, a gáton kívüli *Kákás* és az érhálózat nagy részét is egységesen (pontozva) vízjárta területnek jelölte. Egyedül a *Lúdvár* területén tüntetett fel egy kisebb erdőfoltot. A *Gospodi-hajlás* belépő ágát a kanyarulat csúcsáig elkeskenyedve ábrázolta, így vélhetően az erőteljesebben kezdett feltöltődni.

Mátéffy P. újabb, déli tájolású térképe²⁵ egy megyei vegyes bizottság töltésszamlát követő jelentésének melléklete 1865-ből, melyen ábrázolta a régi és új töltéseket 1:7200-as

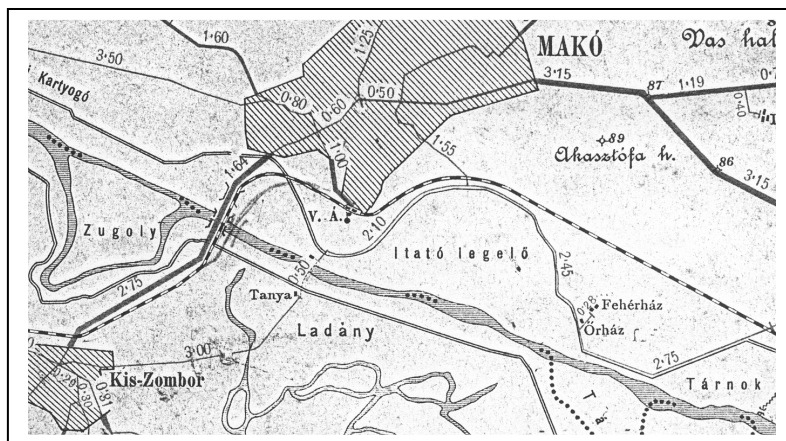
²³ Cím: Castral Gemende Mako samt Puzten Kopancs und Lele (Lelőhely: József Attila Múzeum Makó, leltári száma: 67.22.)

²⁴ Cím: Makó város' legelő és ugaróli átnézeti és osztályozási térképe (Lelőhely: József Attila Múzeum Makó, leltári száma: 67.4.)

²⁵ Cím: Makó város melletti Maros folyam fekvését és mindkét parti régi és jelen véd töltéseit mutató átnézeti térkép (Lelőhely: Makói Városi Levéltár, Polgármesteri Hivatal iratai 1876.II.12.)

méretarányban (3.9. ábra). Jelentésében javaslatot tett az ekkor még meglévő *Gospodi-Hajlás*nál és *Zugoly*ban található egykori gát lerombolására, mivel az, az áradások levonulását akadályozta. A jelentésben meghagyták, hogy valamennyi védtöltés a legmagasabb áradás feletti 5 láb (kb. 150 cm) magasságot kell elérje, a töltések alatt pedig a hullámverés felfogására füzeseket ültessenek. Ezen túl rendelkezett arról is, hogy a *lúdvári* erdőben megkezdett favágásból kikerülő vesszőt árvízvédelmi célból gyűjtsék össze. Ezzel az intézkedéssel némileg megelőzték koruk, mivel majd csak az 1881. évi LII. tc.²⁶ adott utasítást – a Tisza bal partján a Körös és a Maros között fekvő terület ármentesítése érdekében – Békéstől a Körös bal partján a Tiszáig, onnan a Tisza bal partján a Maros torkolatáig és a Maros jobb partján Apátfalváig terjedő védtöltések megépítésére (Babák 2004).

Egy 1899-ben készült térképlap²⁷ (3.10. ábra) már azt mutatja, hogy a morotva medre körülbelül 50 év alatt 1850 és 1899 között teljesen feltöltődött. A jelentős domborzati különbségek hamar kiegyenlítődtek a Maros bő hordalékhozamának köszönhetően, hiszen mintaterületemen állóvizet ez az ábrázolás már nem jelölt, a Maros túlszárnyán viszont az érhálózat is ábrázolva van. Ide vonatkozó felirata: *Itató legelő*. Tehát a néhai *Gospodi-Hajlás* nevével együtt immáron eltűnt, az egykori *Itató*val olvadt egybe.



3.10. ábra: A mintaterület első ábrázolása az egykori kanyarulat nélkül (1899)

A vizsgálati terület már nem sokat változott 1914-re, ahogy azt a III. katonai térképezés 1914-ig helyesbített 1:75 000 méretarányú térképlapja²⁸ is mutatja. Újra felfedezhető a régi töltés kontúrja. A nagy részén legelő látható gémeskutakkal, csak a töltés menti peremén található fasor.

Márton (1929) részletesen tárgyalja a makói erdők változásait. Adatai szerint a városnak 1855-ben még 831 hold (80 %-a ekkor még fűz és nyárfa), 1907-ben már csak 199 hold ártéri erdeje volt, majd a földművelésügyi minisztérium erdőirtási engedélyének hatására 100 kat. holdra apadt. Az erdőművelés 1920-tól kezdve vett újabb lendületet, amikor a minisztérium a fásítás érdekében helyi megbízottat rendelt Makóra. Eredményként az ártéren 1929-ben 272 kat. hold erdőt regisztráltak, melynek 30 %-a fűz és nyár, 25 %-a akác, 20 %-a tölgy, 15 %-a magas kőris és 10 %-a szil volt. A városnak zárt sűrű erdeje nem, csak ártéri ligetei voltak, a töltésen kívül eső területeken erdőknek nyoma sem volt, csupán sorfásításokat végeztek. Tehát az Alföld fásításáról szóló törvényt²⁹ még nem hajtották végre, az Alföld átlagos erdőterületével (4,3 %) szemben Makó messze elmaradt (0,6 %). A városnak ekkor az

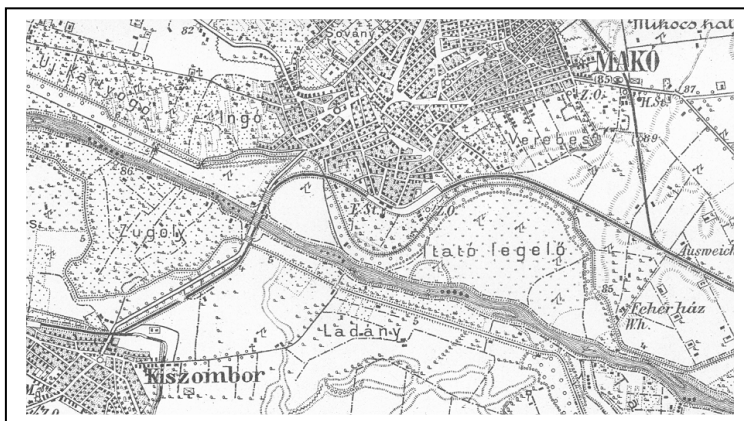
²⁶ 1881. évi LII. törvénycikk a „Tiszavölgy ármentesítése érdekében a kormány által teendő intézkedésekről”

²⁷ Cím: Makó és Nagylak; Zona 21 Col. 23; Kiadó: Kereskedelemügyi M. Kir. Min. Bp. (Lelőhely: Szegedi Áll. Levéltár)

²⁸ 21/XXIII. 5565. térképlap (Lelőhely: SZTE TTK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék térképtára)

²⁹ 1923. évi XIX. törvény

Ökörcsapáson összesen 40 kataszteri hold fűztelepe volt. A „Makói Tehénjárási Birtokosság Legeltetési Társulat”-nak a hullámtéren 614 kat. hold legelője volt. A két tagban levő legelőre négy csorda járt ki, minden csordának egy-egy artézi kutat fúrattak és egy-egy fél hold nagyságú delelő erdőt is létesítettek akáccal és kőrissel. A legelőből minden második évben 30 holdat feltörtek és angol perjével, vörös csenkesszel és lucernával vetették be. A mintaterülettől Ny-ra Ó- és Új-Szt. Lőrincben pedig gyümölcsösök, míg K-re, Kákás területén szántóföldek voltak. A szőlőt csupán a gyümölcsösök között, gyümölcsfával vegyesen művelték a filoxéra vész és a hagyma termesztés fellendülése óta.



3.11. ábra A makói legelőn 1914-ben már csak a gémeskutak jelölik az egykori meander futását

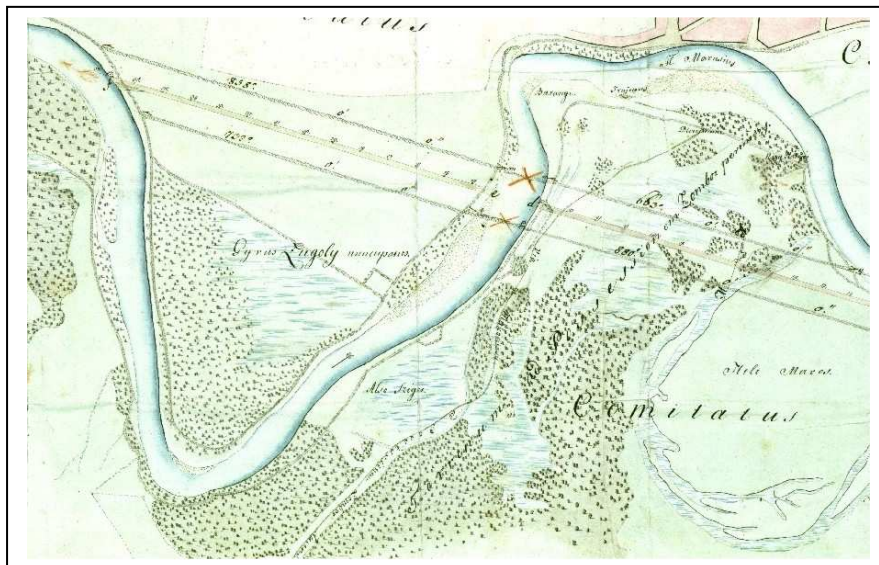
3.4.2.3 Területhasználat a zugolyi öblözetben az 1700-as évektől napjainkig

A mintaterülettel kapcsolatos első adat szerint (Kiss 1940) Csanád és Kiszombor között a Maros parton 1742-ben nagyarányú erdőtelepítés folyt. Tóth F. (1993) ezzel kapcsolatban azt írja, hogy a *szt.-lőrinci* és a *zugolyi* erdőt Mária Terézia rendeletére – a lakosság közreműködésével – a mezőváros telepítette az 1760-as években. A makóiak a zombori erdőben pénzért zsákszámba szedtek makkot, amit a *zugolyi* részen felszántott földbe vetettek. Így jött létre a Vertics J. által 1779-ben összeírt 98 holdas zugolyi tölgyes. K. Steinlein térképe (1753) alapján Zombort alig néhány száz méter választotta el a Maros tölgyerdővel övezett kanyarulatától. Kiszombor határában a 18. században leginkább a rét és erdőgazdálkodás vált jellemzővé, ami átnyúlt egészen a 19. század első felére is. Az erdők és bozótok irtása, vizenyős területek lecsapolása a falu Oexel Mátyás birtokába kerülése után (1781) indult meg és nyert nagy területet a mezőgazdaság számára. Vertics 1785-ös térképe is a Maros erdővel övezett futását örökíti meg Zugolyban. Az első katonai felmérés országleírásából is tudjuk, hogy 1784-ben a Maroson Zugolynál lehetett átkelni, ahol „*cserje, tölgy és magastörzsű fűzfák is vannak*”.

Az úrbéri pereskedés során, 1805-ben az uradalom a zugolyi fűzfás erdő használatától eltiltotta a községet, pedig azt a lakosság saját hasznára ültette, csőszeivel őriztette, esztendőnként megújította és a Maros vizétől töltéssel oltalmazta (véltetően a 3.4.1.2 fejezetben említett Kosaras töltésről van szó). Az ügyben kinevezett királyi biztos a zugolyi erdőt végül az uraságnak juttatta (Tóth 1993).

Ebben az időben már a folyószabályozással kapcsolatos térképezések is nagy erővel folytak. Öry F. már 1815-ben elkészítette terveit a Maros Makóhoz közeli három kanyarulatának átmetszésére, hogy a várost megmentsék a pusztulástól. A három kanyarulat közül a legelső - zugolyi - átmetszés munkálatainak láttak neki először a következő évben, ám a munka pénz hiányában rövidesen félbeszakadt.

Buday M. 1820-ban készült térképe³⁰ szerint (3.12. ábra) a mai öblözet jelentős részét erdők és mocsaras területek borították, csupán a kezdetleges Kosaras töltés által védett rész volt művelhető. A mederben homokpadokat és egy szigetet is jelölt.



3.12. ábra: Buday M. szabályozási terve Zugolynál (1820)

Szirbik M. (1979) az 1835-36-os Makó leírásában az alábbiakat írta: *"Volt régen az Uraságnak, a mostani Szuszogó helyjén, sűrű, a Városnak attól fogva Szent Lőrinczig, és az új Szent Lőrincznek is egy részén, ritkás Fűz és Nyárfa imitt, amott keményfával elegyes erdeje. Minekutánna ezek kertekké változtatódtak is: vagynak még most is az Uraságnak Szugolyban, és Kákásnál, a Városnak Ludvárban, és Csipkésen, említett fajtájú erdei"*. Leírása jól érzékelteti a területhasználatban rövid idő alatt lezajlott változásokat, ugyanakkor a zugolyi erdőkről azt is megjegyzi, hogy azok inkább fás kaszálók voltak (Márton 1929).

Mátéffy P. 1842-ben készült térképe alapján az egykori zugolyi kanyarulat átvágásának időpontja (1841-ben ásott csatorna) jól ismert (Tóth 1992). Az 1838-ban több helyen átszakadt egykori töltés vonalától délre *Zugolyi Erdőt*, északra pedig a *Közlegelőt* tüntetett fel. A folyó szabályozása következtében a püspöki, illetve a zombori uradalom ellenkező oldalra áteső földjeit csere útján kívánták kiegyenlíteni. Az 1839-ben létrejött, de csak 1847-ben érvénybe lépett egyezés alapján a zomboriak elveszett erdőjüknek és kaszálóiknak pótlására megkapták Zugolyt. Az által eső földeken lévő keményfákat a régi tulajdonosok tövig, a fűzfákat szokás szerint botolva levágták (Tóth 1992).

A Maros mederfoglalása ezen a területen nagy nehézségekbe ütközött. Több mint két évtizednyi próbálkozás után a Tisza-Maros Ármentesítő Társaság 1864-ben tartott ülésén úgy határozott, hogy a régi medret el kell zárni, az átvágás torkolatánál összegyűlt iszapot ismét ki kell hányni, és az „agyagkeménységűnek” bizonyult meder fenekén kotrógép igénybevételével vezérárkot kell létesíteni. Amennyiben ez is kevésnek bizonyult volna, a bal parti oldalon sarkantyú létesítésével tervezték a vizet a mesterséges mederbe terelni (Tóth 1992). A harmadik katonai felmérés 1:25 000 méretarányú térképlapja³¹ alapján viszont már biztosan elmondható, hogy több évtizedes próbálkozás után a zugolyi átvágásnál befejeződött a Maros szabályozása, sikerült a vizet az új mederbe vezetni, de a régi meder torkolatát még nem tudták lezárni. Ezért megjegyzem, hogy a mederfoglalás a Török (1977) által feltüntetett

³⁰ Cím: A Csanád megyei Makó mezőváros és a Torontál megyei Zombor között a Maros kanyarulatainak átmetszését mutató tervrajz (Lelőhely: Magyar Országos Levéltár S.12.Div.XIII.No.514.1-2.)

³¹ Section 5465/I (Lelőhely: Hadtörténeti Múzeum Térképtára)

1855 és a Kiss (1940) által említett 1958 helyett csupán 1864 (az ármentesítő társaság ülése) és 1872 (harmadik katonai térképezés kezdete) között történt meg Zugolyban.

A harmadik katonai térképezés 1914-ig helyesbített lapján a folyó egykori kanyarulatát már nem jelölték (3.11. ábra), az állandó vízborítás tehát igen gyorsan megszűnt (42-50 év alatt). Az öblözet területét immár földutak hálózta be és több épület is felfedezhető rajta, ami intenzív kertgazdálkodásra utal. A töltést kísérő véderdő mellett vélhetően a gyümölcsösök jelentették ekkor a hullámtér faállományát.

Márton (1929) szerint az évtized végén Zugolyban szőlők, gyümölcsösök és kertek voltak. A laza iszapos-homokos öntéstalajok a hagyma termesztésének nem kedveztek, azonban az egykor európai hírű makói tormatermesztésére és szőlő, gyümölcsösnek a Zugoly területe kitűnő volt. A Peja (1935) által rajzolt tömbszelvény a Maros bal partján 1932-ben lerakódott jelentős homokréteget jelez.

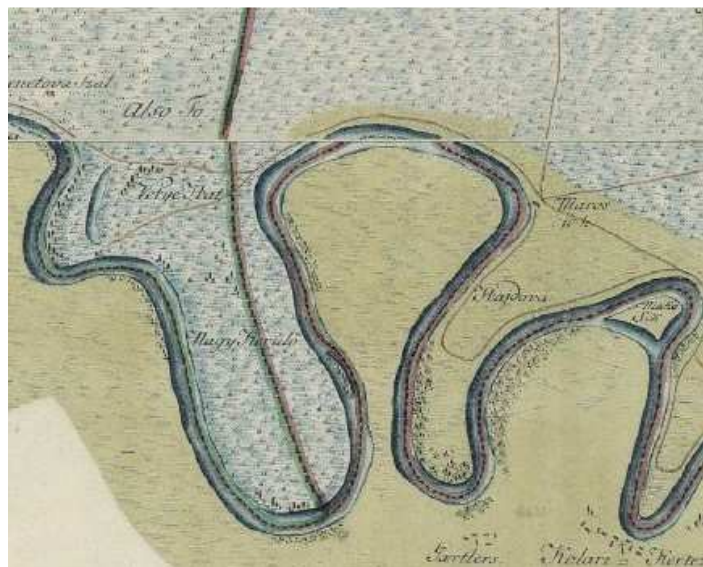
Az 1970. évi 1:10 000 topográfiai térkép az öblözet középső részén még nagy kiterjedésű szántóterületet jelöl, amit kiskertek, szőlő és gyümölcsös parcellák szegélyeznek. A homok kitermelés már korábban megkezdődött, amit egy nagy kiterjedésű, környezeténél 2,5-3 méterrel mélyebb bányagödör jelez számunkra. Az öblözet peremét ekkor a töltést kísérő véderdők és vizenyős kubikgödrök jelentették. Az ezredfordulón a középső rész szántó területeinek kiterjedése visszaesett, helyét elsősorban nyár ültetvények, valamint kiskertek foglalták el. A kertek jelentős része azonban elhanyagolt állapotban volt, ami ideális körülményeket biztosít az özönnövények számára. Immár három homokbánya is található a térségben, ebből azonban volt, amelyiket már horgásztóként hasznosították.

3.4.2.4 A területhasználat változása Vetyeháton az 1950-es évekig

Erre a területre jellemző volt, hogy a Maros- és a Tisza árhullámainak összetalálkozása folytán az év legnagyobb részében víz alatt volt a szabályozásokat megelőzően, a vizeket pedig a gazdag érhálózat vezette le. Giday (1971) Tápé történetével kapcsolatban említi, hogy Szeged 1715-ben adománylevelet szerzett Tápé birtoklására és „*Szeged városa már 1726-ban elvette a maga részére az 1000 holdas Marostót, majd utána a Tápairét másik jó területét, a Makóval szomszédos Vetyehátot. Mindkettő szegedi kaszáló volt.*” Ennek egyik oka lehetett, hogy az újszegedi töltés és híd csak 1790-ben készült el, a Makó és Arad felé menő forgalom ekkor még a *Tápairéten* haladt keresztül. Az úrbérrendezés a tápai parasztságot később még tovább sújtotta, mivel Tápénak nem volt erdeje, fa helyett náddal tüzeltek, a nádast azonban az urbárium úri birtokká minősítette (Giday 1971).

Az első katonai felmérés (1784) során készült országleírásból kiderül, hogy: Vetyehátánál a folyó 80-100 Klafter³² (150 - 190 m) széles és 3-4 Klafter (5,7 - 7,6 m) mély, száraz időben a partja meredeken lejt közel két métert. A leírás szerint a Maros mellett Hajdován a térség némileg bozótos („*Gestriupp*”), amit Eperjessy (1971) véleményem szerint tévesen fordított zsombékosnak (3.13. ábra). A leírás a Maros mentén végig zömök fűzfákat említett. Továbbá megjegyezte, hogy Makónál nagy mocsár kezdődött. A Tisza és Maros mellett Szegedig, Tápéig és Algyőig húzódott, náddal és sással volt teljesen benőve (Eperjessy 1971). A bal parti Deszk környékén szintén cserjés vegetációt és mocsarakat, illetve kaszálót említ. A mocsár augusztus végéig akadályozta a közlekedést Szeged és Makó között, Reizner J. 1892. évi tanulmánya szerint az utak járhatatlansága miatt majdnem kizárólag a vízi közlekedést használták a környéken. A kiöntési területeken nyílegyenesen haladtak, amikor pedig a víz visszatért medrébe, a makói hajók és dereglyék a *Bogdány* és *Porgány* erekben hajóztak be Szegedre (Reizner 1984). Az országleírás alapján a táj arculata gyakorlatilag megegyezett Bél M. 1738-ban, fél évszázaddal korábban Szeged környékéről készült leírásával (Barta és Oltvai 1985).

³² Egy Klafter egy felnőtt ember magasságának felelt meg, értéke Bajorországban, Poroszországban és Ausztriában is más és más volt, 1,75-1,9 m között változott.



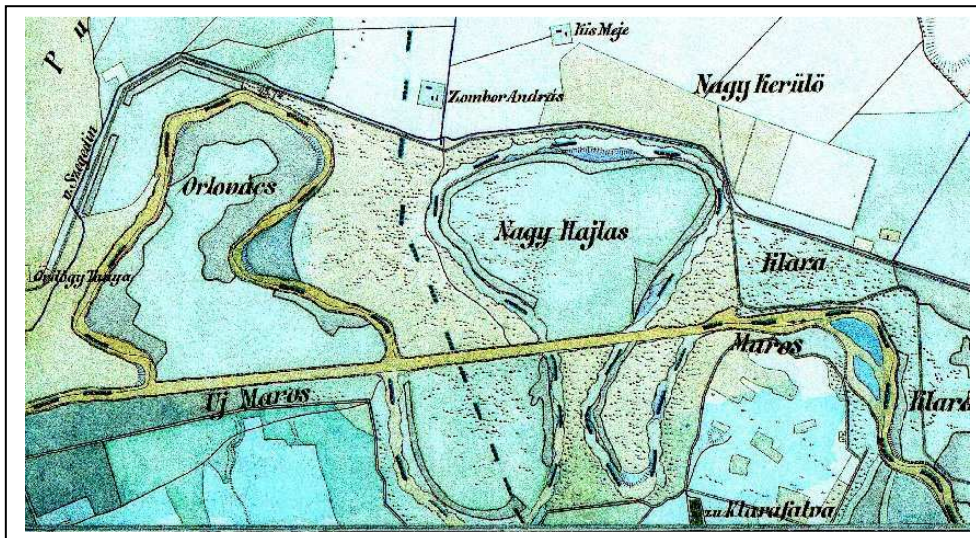
3.13. ábra: Vetyehát az I. katonai felvétel időpontjában (1784).

Gaskó (1999) szerint a Maros és Tisza összefolyása közelében a tartósabb elöntés miatt nem tudtak szikesek kialakulni, a szabályozás előtt csupán mintaterületemtől északra voltak ilyen területek (*Lellei Szik, Keskeny Szűk*). Az állóvizekre és lefűződött holtágakra a tündérrózsa-hínár, békatutaj-kolokán hínár lehetett jellemző, feljegyzések és térképfeliratok szerint a holtágakban nagy sulymos állományok uralkodhattak, melynek termését rendszeresen gyűjtötték, megsütve fogyasztották (Bodrogekőzy 1971). A sekély vizű mocsarakban, illetve a nagyobb állóvizek parti zónájában kákás – nádas uralkodott, de elterjedt volt ennek gyékényes változata, a széles- és keskeny levelű gyékény. Nagy kiterjedésű állományaira a közel egy évezrede művelt gyékényszövő háziipar tartott igényt (Bodrogekőzy 1971), melynek első említése Giday (1971) szerint 1799-ből ismert. A magasabb parti zónákban és a vízzel rövidebb ideig borított mocsarakban a magas-sás csoport különböző típusai, míg az ennél magasabb térszíneken a mocsárrétek uralkodtak, ez utóbbiakat kaszálták (Bodrogekőzy 1971). Deák (2004) szerint a szabályozás előtt az ármentes területek közül csak keveset szántottak és a *Vetyehát* fűz-nyár erdeinek kivételével feltűnő az árterek (korábban már említett) erdőtlensége is. A szabályozások előtti időkből a torkolatvidék környékéről a füzeiken kívül más fafajra egyetlen utalás sem található, de kisebb csoportokban, esetleg szálsként vénic szil és szürke nyár előfordulásával számolnunk kell (Gaskó 1999). A *marostői* és *vetyeháti* kaszálókat Szeged városa 1828-tól hat éves bérletre osztotta ki, ami a környék zselléreinek kaszásként és nádaratóként biztosított munkát (Giday 1971).

A Vetyehát területén Pálfai (2001) és Török (1977) szerint 1858-ban történt meg a folyó kanyarulatának átmetszése (a tőle keletre eső *Nagy - Hajlás* pedig két évvel korábban), bár Inczefi (1960) idéz olyan 1847-ből való dokumentumot, ami az átvágás megtörténte utalt. A *Nagy - Hajlás* esetében 1843-ból és 1845-ből is találunk erre utaló említést és Mátéffy-nak a *Lelei rétről* készített 1852-es térképe ábrázolta is azt. Emellett Tóth (1992) Mátéffy egy korábbi, 1842-es térképe (címe: Töltésepítés az ó-szegedi útnál) kapcsán közli, hogy a Maros szabályozásának alapszerződését 1838-ban kötötték meg és a térkép elkészültéig a bal parton az ártér szélesítését végrehajtották, az új folyómedret kiásták, de a víz beeresztéséhez Torontál megye nem járult hozzá. Az vélhetően csak a Pálfai és Török által megjelölt időpontban történhetett meg.

Makó város 1854-ben készített átnézeti kataszteri térképéhez tartozó adatok alapján tudjuk, hogy a már átvágott *Nagy-Hajlás* által közrezárt területen 115 kat. hold és 1781 □öl

(kb. 74 ha) kaszáló, valamint 124 kat. hold és 365 ööl (79,5 ha) nádas terület még el, az immáron már *Holt-Maros*ként említett kanyarulat területe kb. 38 hektár. Hasonló felszínborítás volt jellemző az öblözet többi területére is, bár Inczeffi (1960) munkája alapján 1862-ből *Vetyeháti* erdőre következtethetünk, amit a II. katonai térképezés (1863-64) ide vonatkozó térképlapja (3.14. ábra) szintén mutat. A *Vetyehát* területét itt *Orlovács* néven jelölték.

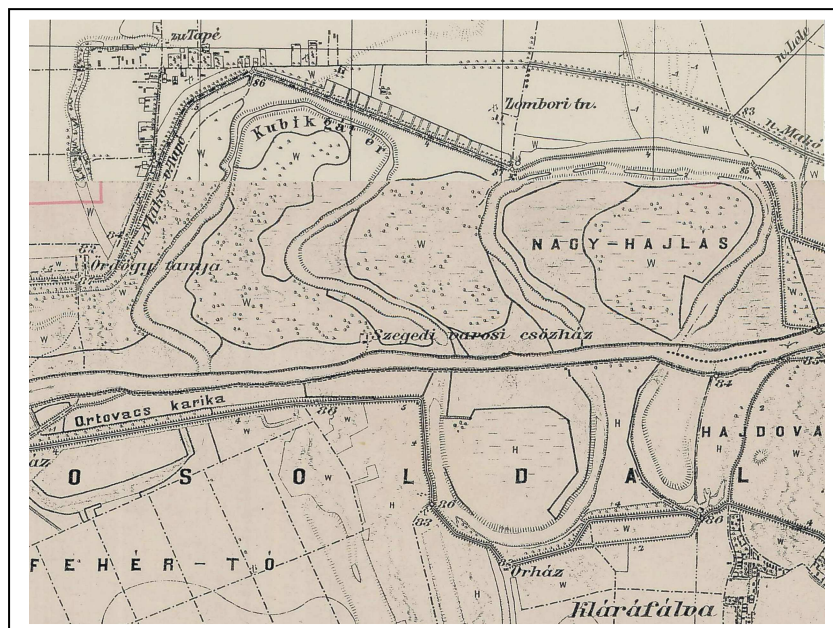


3.14. ábra: *Vetyehát* a második katonai térképezés idején (1863-64)

A hullámtéren feltűnő változás a fűz-nyár ligeterdők arányának növekedése, vélhetően hullámtörőnek telepített botlófűzesek és spontán regenerálódott erdők révén (Deák 2004). A vidék fásítási tervét Fendt A. dolgozta ki 1857-ben, a Tisza és Maros menti hullámtereken 100 holdnyi kanadai nyár dugványozását javasolta.

A gátak megépítésével a rendszeres árvízi elöntés a mentesített oldalon elmaradt, így ott a magasabban fekvő részekeken megindult a szántóföldi művelés, a mélyebben fekvő területek, pedig nádasból mocsárrétekké, kaszálóvá alakultak át. A *Tápairéten* 1895-ben már csak 64 hold nádas, viszont 1219 hold kaszáló volt, majd 1910-re a kaszáló is majdnem teljesen eltűnt és szántóvá alakult (Giday 1971). Csak a legmélyebb térszíneken, laposokban, ómeanderekben maradtak meg vizes élőhelyek. A 19. század végén a marostői és deszki mentett oldali ártér teljesen művelés alá került. Sok esetben még a kiszáritott meandereket is felszántották (Deák 2004). A Maroszugot azonban részben még ekkor is ártéri mocsárrétek, ártéri mocsarak jellemezték.

Az 1800-as években a *Nagy-hajlás* és a torkolat között szinte kizárólag a rőzsevágatás jelentette az egyedüli erdőhasznosítási forrást. Az 1869-ben Szeged számára 500 öl fát kellett volna kitermelni, ám a *marostői* erdőket elöntötte a víz, így indítványozták, hogy 350 ölet az új *vetyeháti* erdőből vágassák ki (Gaskó 1999). Vélhetően spontán megtelepedett nyarásról lehetett szó. A *vetyeháti* erdők kiterjedése közel 250 hold volt 1882-ben, míg a III. katonai térképezés 1:25 000 méretarányú térképlapja (3.15. ábra) emellett vélhetően jelentős kiterjedésű cserjésekkel tarkított kaszálókat (W=Wiese, azaz rét, kaszáló és nem pedig W=Wald, erdő) jelez 1881-84-ben.



3.15. ábra: Kiterjedt mocsárvilág még a III. katonai térképezés (1881-84) idején is

A hullámtörő és botoló erdősávok telepítését rögzítette a III. katonai felmérés 1893-ban elkészült 1:200 000-es térképe is (3.16. ábra). A gátak mellett egészen a Nagy-Hajlásig mindenütt erdősáv található és az egykori kaszálók helyén is egyre nagyobb az erdőborítás.



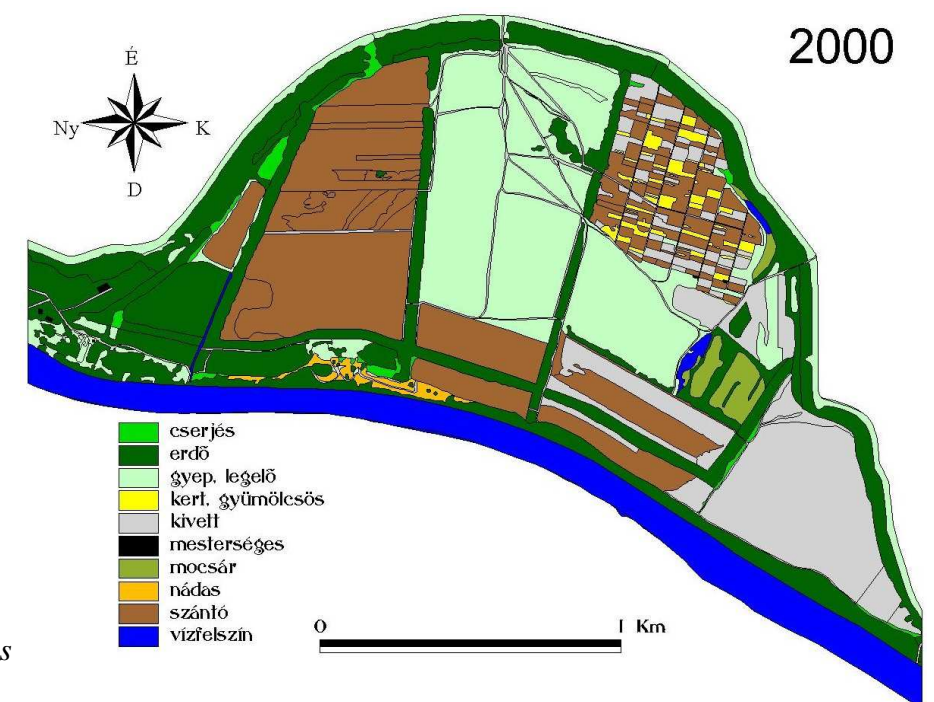
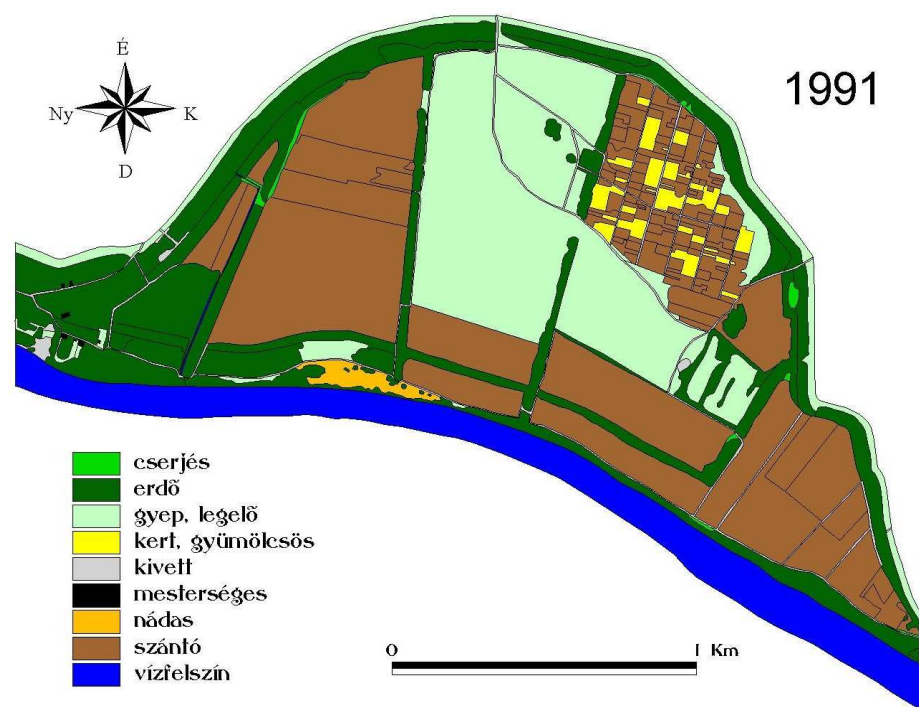
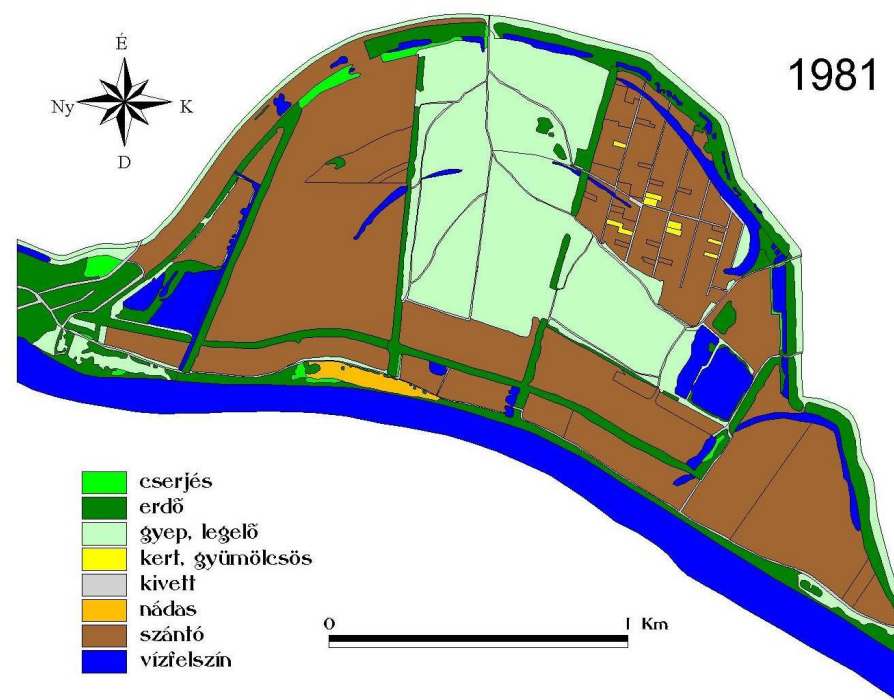
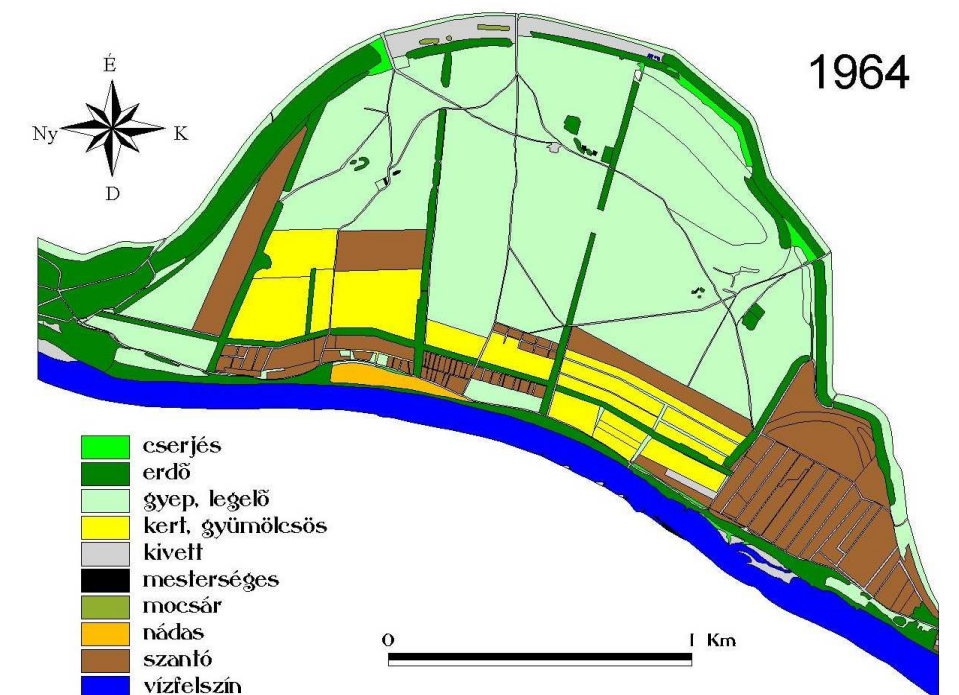
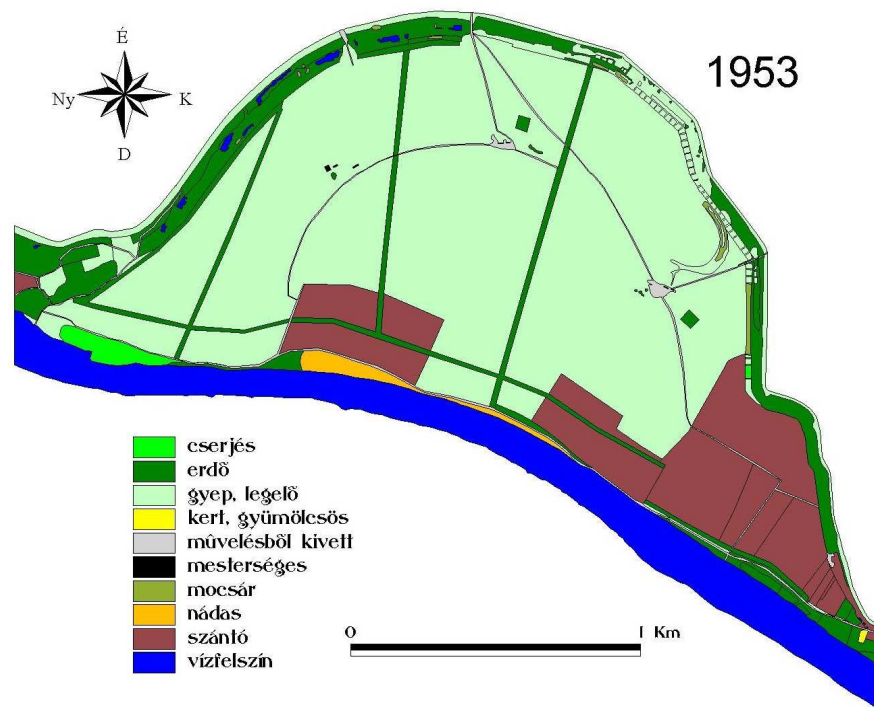
3.16. ábra: Egyre kiterjedtebb erdőfoltok és feltöltődésnek indult morotvák Vetyeháton (1914)

3.4.3 A területhasználat változásának vizsgálata az 1950-es évektől 2000-ig

A Csordajárás és a vetyeháti öblözetben a területhasználat változás vizsgálatával pontosabb képet alkothatunk a hullámtér érdekességi viszonyainak térbeli és időbeli változásáról is. Így lehetőség nyílik arra, hogy ezek esetleges hatásait vizsgáljuk a hullámtéri akkumulációval kapcsolatban, ugyanakkor további részletes információt nyújt a pollenanalitikai vizsgálatokhoz is. A választás a két öblözet jelentős kiterjedése és területhasználatuk eltérő jellege miatt esett a Csordajárásra és a Vetyehátra.

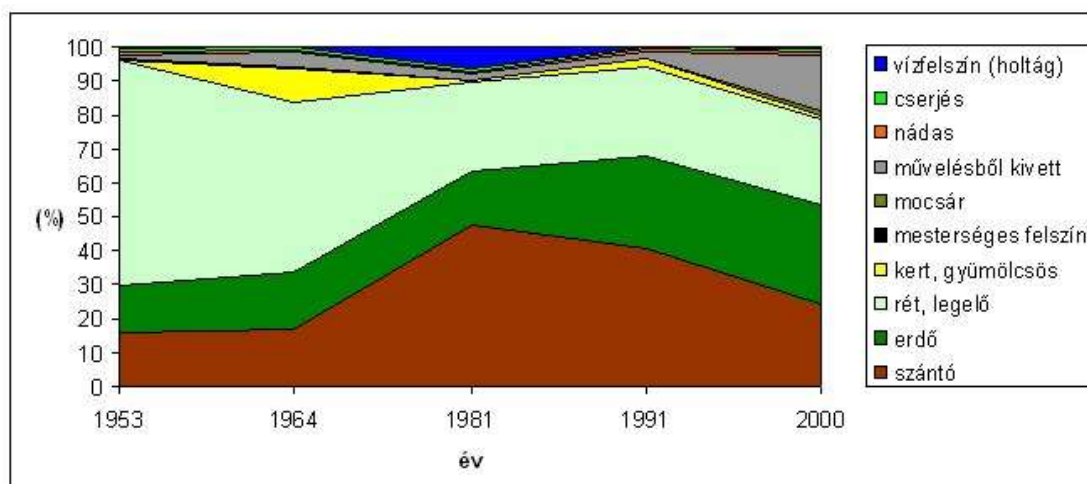
3.4.3.1 Területhasználat-változás 1953-2000 között a Csordajáráson

A Csordajárást 1953-ban alapvetően a gyepek dominanciája jellemezte, területének kétharmad része volt ide sorolható. Egy központi, nagy kiterjedésű foltból és a töltés részsűjén



3.17. ábra: Területhasználati viszonyok a Makó melletti Csordajárás területén 1953 és 2000 között

található keskeny sávból tevődött össze állományuk (3.17. ábra). A központi foltot a légi felvétel készítésének időpontjában még csak csenevész ültetett erdősávok keresztelték. Tehát ezt megelőzően összefüggő lehetett és csupán a korábban említett delelő erdők tették változatosabbá. A későbbiekben a terület fokozatos felszabdálódásának lehetünk szemtanúi, a folyó felől szántók és gyümölcsösök terjeszkedését figyelhetjük meg. Ennek eredményeként a gyepterületek az 1980-as évektől az öblözetnek már csupán 25 %-át teszik ki (3.18. ábra). A gyepek területcsökkenése 1964-1981 között volt a legintenzívebb, legállandóbb foltjai a töltésen és a földutak által felszabdalt, összezsugorodott központi részen találhatóak (3.19. ábra). A gyepterületek $\frac{3}{4}$ -ed része az első felvételi időpont és 2000 között változatlan volt. Azonban itt vissza kell utalnom Makra O. (2002) kutatási eredményeire, ami a gyepek erőteljes degradációját mutatja. A gyepgazdálkodásra jellemző volt, hogy a területre szarvasmarhát, lovat, szamarat, birkát, kecskét és disznót egyaránt kihajtottak. A sertéseket külön, a rosszabb, vizenyösebb laposokon tartották. A földek termelészövetkezetek közötti szétosztása után kezdetét vette az intenzív nagyüzemi gazdálkodás, ennek köszönhetően a hullámtérre nagy mennyiségű nitrogén műtrágya került, s ez okozta a gyepek degradációját a legeltetés fokozatos felhagyásával együtt.

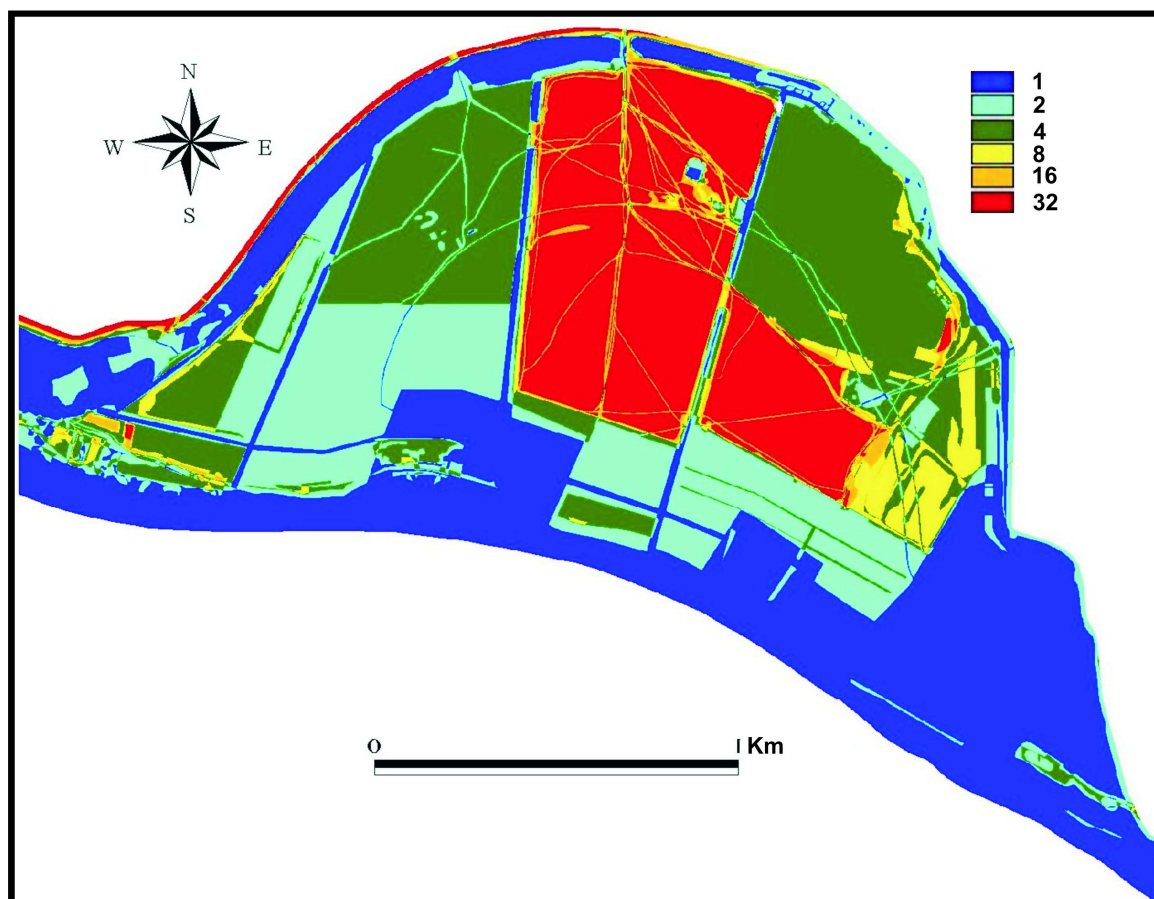


3.18. ábra: A területhasználat-változás százalékos megoszlása a Vetyeháton (1953-2000)

A szántóterületek részaránya az 1980-as évekig növekedett (47,7 %), majd csökkenésnek indult, főként az erdők és (a rendszerváltás után a tulajdonviszonyokban bekövetkezett változások hatására) és a művelésből kivett parcellák területnövekedésével arányosan. A szántó területek méretének eloszlása kétarcú, ugyanis az 1970-es években a terület ÉK-i részén nagy számú és kis parcella méretű kerteket (23,14 ha) alakítottak ki. Ugyanakkor a mintaterület Ny-i részét néhány egységes, nagy tábla (60,70 ha) jellemzi. Ezért az átlagos parcellaméret 1 hektár alatt marad, bár szórása ennél nagyobb.

A Csordajárás Maroshoz közeli területein az 1960-as években üzemi méretű (30,66 ha) gyümölcsösöket (almafa ültetvényeket) alakítottak ki az összterület 9,29 %-án. Ezek az ültetvények az 1980-as évekig maradtak fenn. Később területüket beszántották, majd gyümölcsösök a hullámtér ÉK-i részén újonnan kifaragott részen terjedtek el ismét. Itt 1981-ben leginkább még döntően szántóföldi művelést folytattak, majd 1991-re a kiskertek, gyümölcsösök kiterjedése emelkedett meg (5,88 ha) a szántóföldek rovására.

A területen kezdetben a töltést és a Marost kísérő sávban helyezkedtek el erdők, valamint az itatóhelyek közelében volt néhány delelő erdő. Az erdők kiterjedése lassan emelkedett, főként a DNy-i területek ültetett erdeinek köszönhetően. Az erdőfoltok átlagos nagysága 0,66 ha-ról 1,69 ha-ra emelkedett. A legnagyobb kiterjedésű erdőfolt a 2000-es időszakra volt jellemző, az összterület 4 %-át tette ki. A területen található erdőállományok



3.19. ábra: Gyep területek kontinuitása a Csordajáráson, a folytonosan gyepként hasznosított területek (32) pirossal jelölve (részletes magyarázatot lásd a vizsgálati módszereknél, 3.3.4 fejezet).

fajösszetételére – az 1997-es erdőgazdasági üzemtervi adatok alapján – a fehér fűz dominanciája volt jellemző, de e mellett a szürke nyaras és a kocsányos tölgyes állományok kiterjedése is jelentősnek volt mondható. Az idegenhonos fafajokból álló és nemes nyaras erdőterületek aránya 20 %-nak bizonyult.

A már tárgyalt jelentősebb területhasználati kategóriák mellett számolnunk kell a művelésből kivett területek arányának növekedésével (4,81 %-ról 15,04 %-ra). Sok kis parcella mellett kifejezetten nagy kiterjedésű felhagyott területek is vannak, ami kedvez az agresszív özönnövények terjedésének.

A Maros közelében 1953-ban egy 2,71 ha kiterjedésű, 1991-ig egységes nádas foltot találhattunk, ami 2000-re feldarabolódott (7 foltból állt). Összes kiterjedése is ekkor bizonyult a legkisebbnek (2,1 ha).

A víz borította területek növekedése csupán a magasabb vízállással jellemezhető 1981-es időszakban szembetűnő, kiterjedésük ettől eltekintve minimális, csupán néhány kubikgödörre és egy-két napjainkban még valamivel mélyebb fekvésű korábbi meander részletre korlátozódik. A mocsaras területek megjelenése is itt valószínűsíthető, kiterjedésük az ezredforduló után is igen csekélynek bizonyult (4,09 ha).

Az öblözet egészét tekintve a területet lefedő foltok számának a másfélszeresére való növekedése, valamint a legnagyobb folt nagyságának felére csökkenése tapasztalható. Ezek az adatok egyértelműen a mintaterület fragmentációját jelzik. A hullámtéri öblözet Shannon-diverzitás mutatója növekvő tendenciát mutat, ami vélhetően az egyes művelési ágak gyepterületek rovására történő területi kiegyenlítődének köszönhető. Ez természetvédelmi

szempontból nem feltétlen takar pozitív folyamatokat, gondolva a szántók és művelésből kivett területek arányának növekedésére.

A területre vonatkozó kategória átmeneti vizsgálatok szerint 2000-ig az öblözetben a hullámtéri területhasználat 40 %-a nem változott 1953-hoz képest (3.5. táblázat). A legfontosabb változástípus a gyepek szántóvá alakulása (az összterület 20 %-a), valamint a gyepek – erdő átmenet volt (11 %). De emellett a gyepek és szántóterületek parlagon hagyása is igen jelentős (6-7 %), valamint a szántóterületek rovására történő erdőültetés (3,7 %).

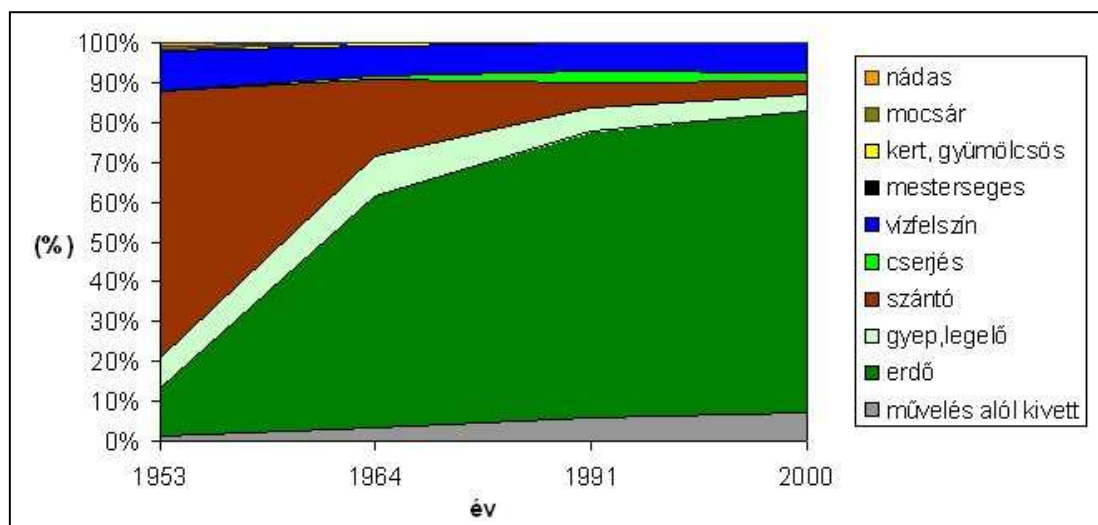
1953	2000									
	cserjés	erdő	gyep	kert, gyümölcsös	mesterséges felszín	mocsár	művelésből kivett	nádas	szántó	vízfelszín
cserjés	0.00	0.55	0.18	0	0	0	0.038	0	0	0.04
erdő	0.08	8.81	0.54	0	0.03	0.01	1.30	0.01	0.44	1.44
gyep	0.57	11.13	20.41	1.21	0.02	1.18	6.54	0.11	19.73	0.446
kert, gyümölcsös	0	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
mesterséges felszín	0	0	0.00	0	0	0	0.00	0	0.01	0
mocsár	0.00	0.12	0.02	0	0	0.04	0.10	0	0.04	0
művelésből kivett	0.02	0.34	0.28	0.01	0	0.03	0.33	0.06	0.10	0.34
nádas	0	0.23	0.01	0	0	0	0.04	0.19	0	0.37
szántó	0.30	3.75	0.25	0	0	0.01	7.09	0.28	2.44	0.60
vízfelszín	0.00	0.46	0.13	0	0	0	0	0	0	7.18

3.5. táblázat: A Csordajárás kategória átmeneti-mátrixa (adatok a teljes terület %-ban)

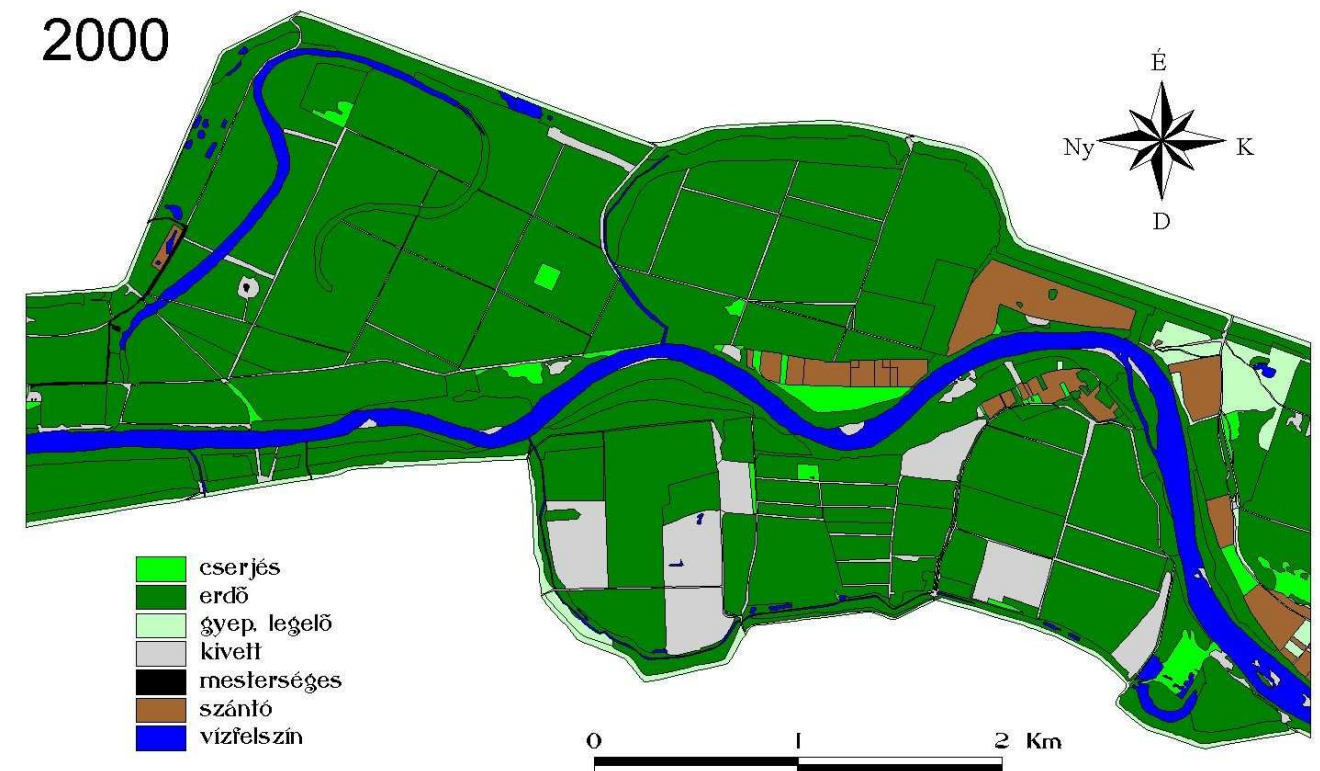
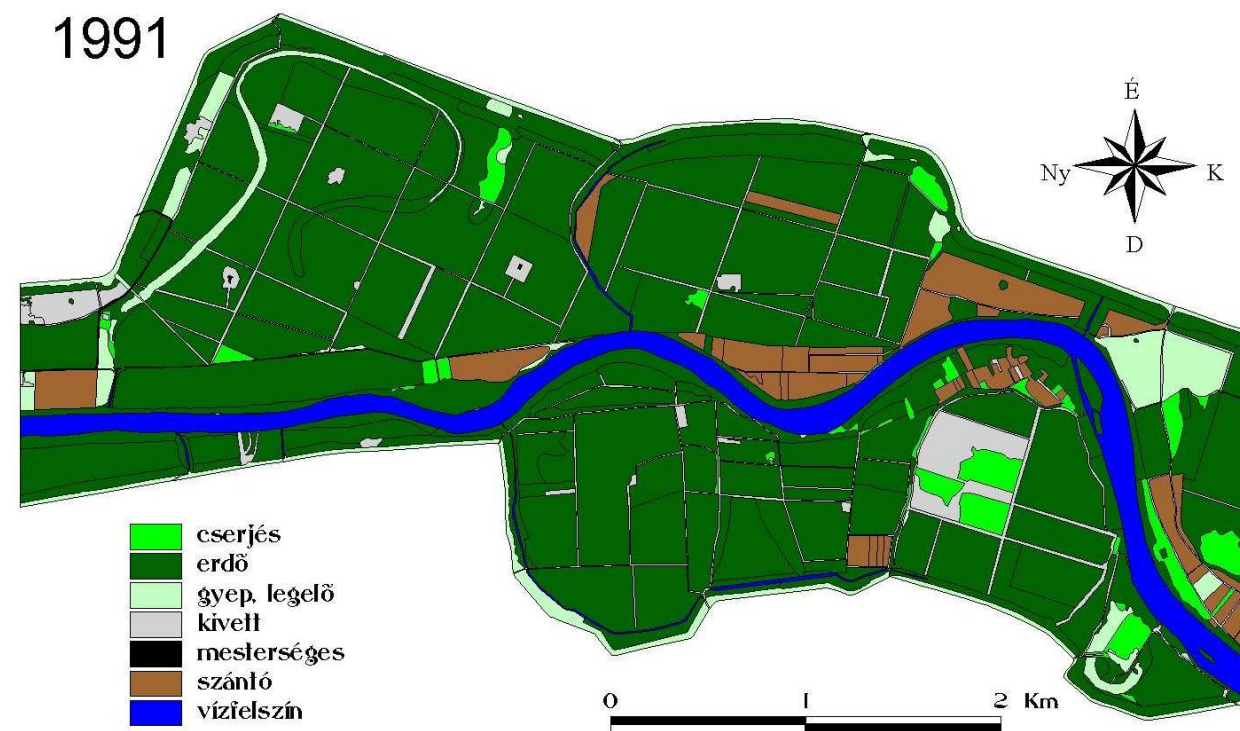
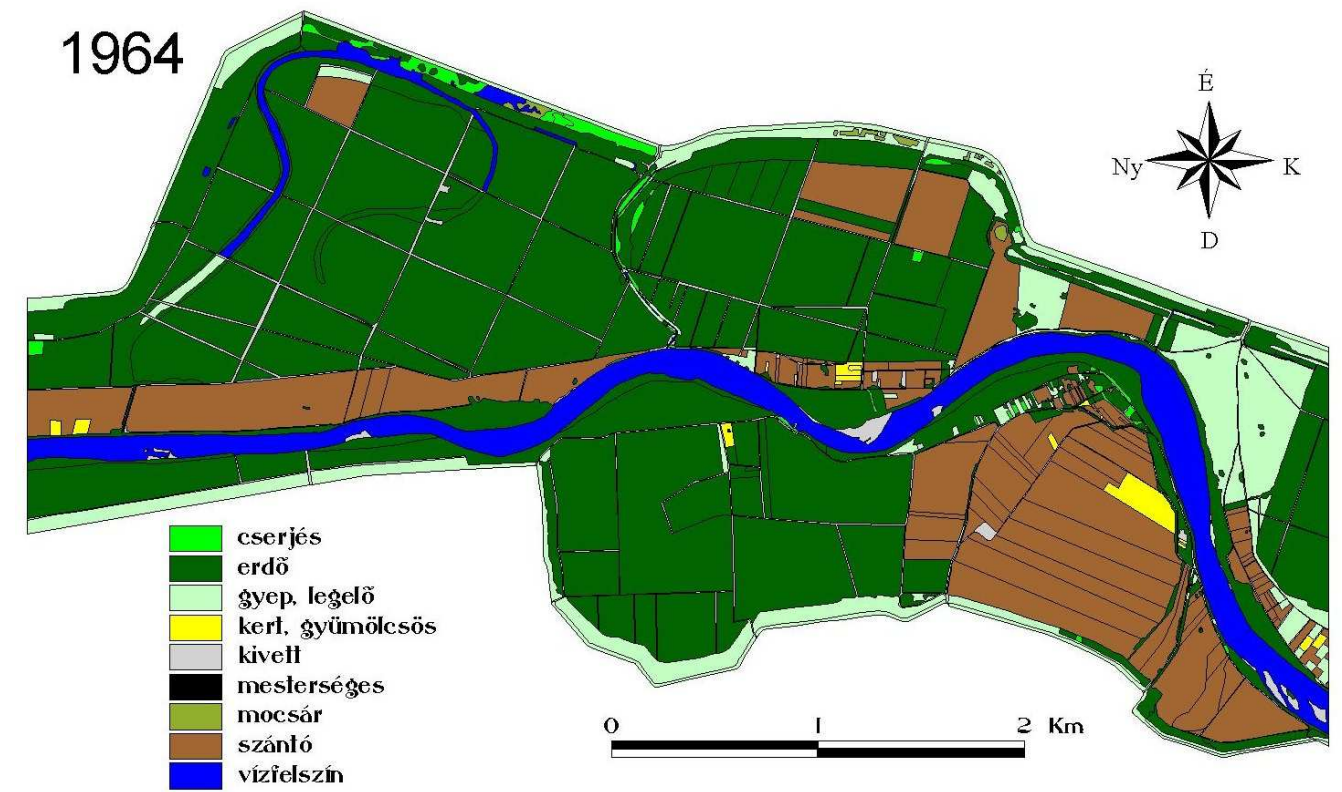
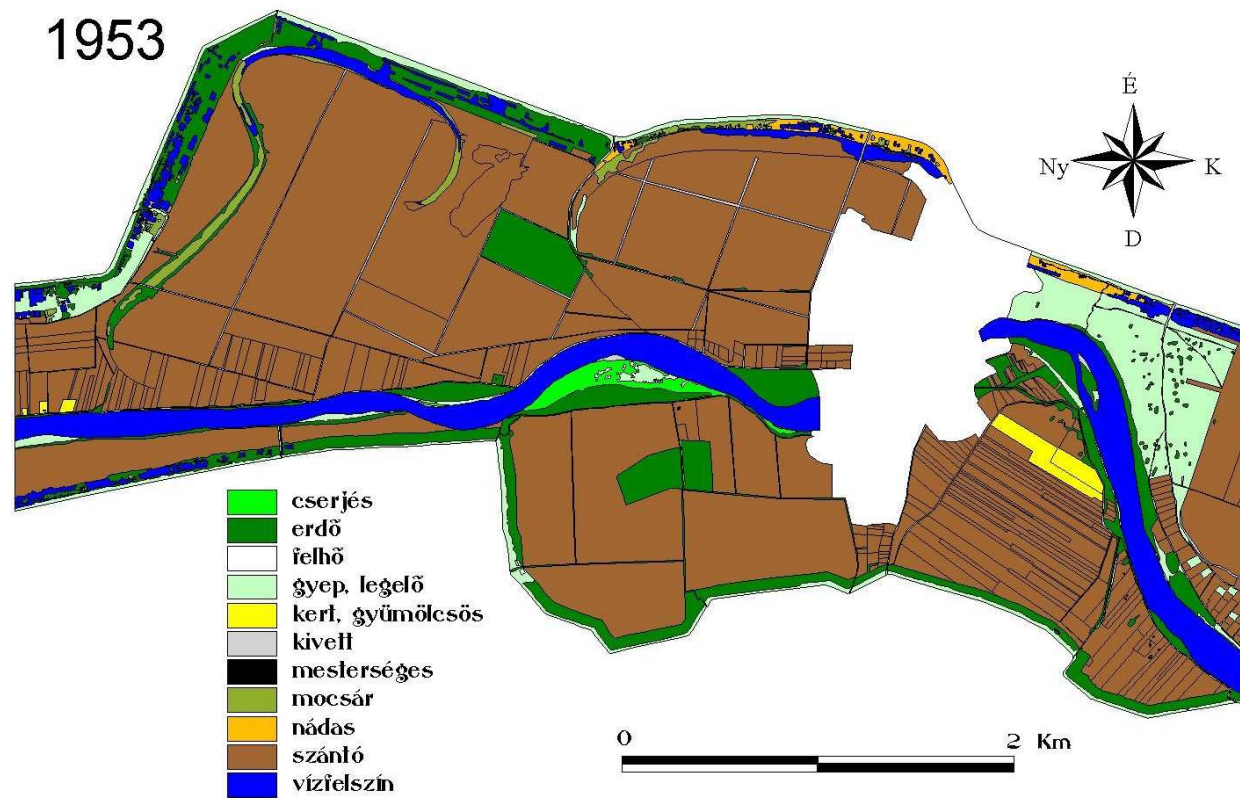
3.4.3.2 Területhasználat-változás 1953-2000 között a Vetyeháton

A mintaterület vizsgálata során az 1981-es légi felvétel feldolgozását mellőznöm kellett. A Maros ugyanis a légi felvétel elkészítésének időpontja előtt néhány nappal (május 14-én 456 cm-rel) tetőzött és a Csordajárással ellentétben itt még igen jelentős volt a vízzel borított, így értékelhetetlen területek aránya. Az 1953-as légi felvételen a mintaterület 9 %-át egy felhőfolt takarta ki, így azt a területrészt az elemzésből kénytelen voltam kihagyni.

A mintaterület 2/3-át az 1950-es években még szántók foglalták el (3.20. ábra). A szántók nagysága a Csordajáráshoz hasonlóan itt is kettős volt, ugyanis a jobb parti hullámtéri öblözetben (Vetyehát és Nagy-Hajlás területén), ami távol esett a településektől, hatalmas méretű parcellák sorakoztak, míg a bal parton (Hajdova és környéke), Klárafalvához és Deszkhez közel a kisebb szalagtelkek voltak jellemzőek (3.21. ábra). A hullámtér bal partján és Nagy-Hajlás területén már az egykori folyókanyarulatok területét is beszántották, míg a Vetyeháton a korábbi mederrészletet még víz borította, valamint mocsaras területek és keskeny erdősáv szegélyezte. A szántók kiterjedése 1953 és 1964 között, mindössze tíz év



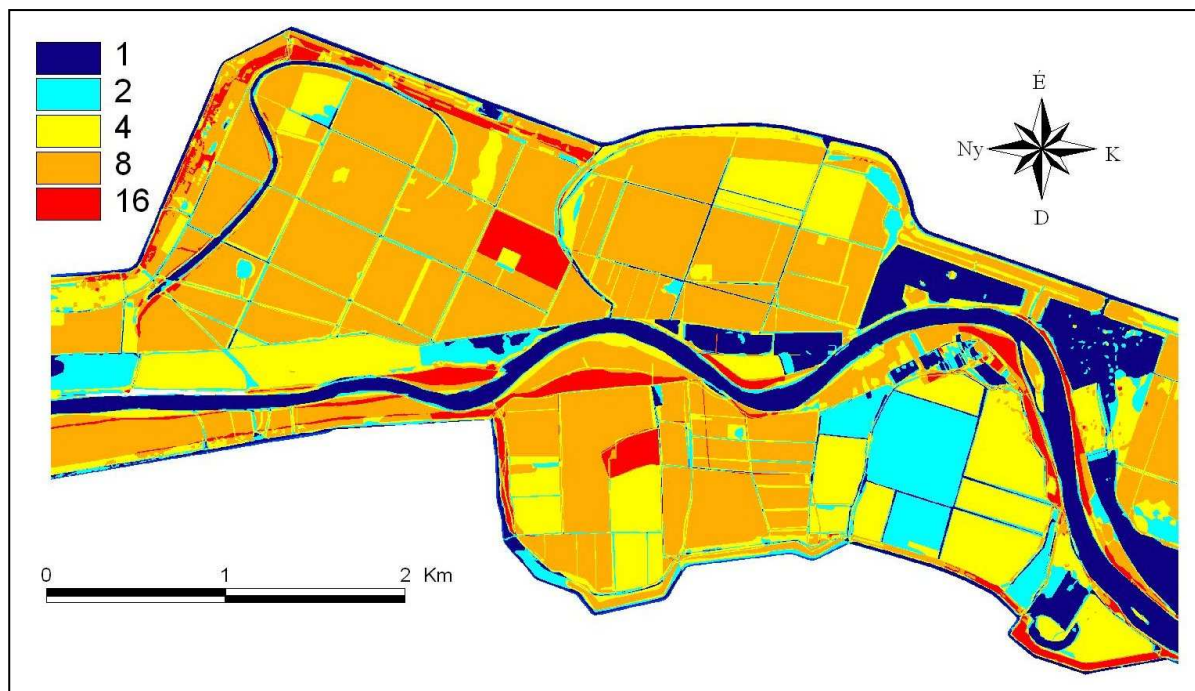
3.20. ábra: A területhasználat megoszlásának változása a Vetyehát területén 1953 óta



3.21. ábra: Területhasználati viszonyok a vetyeháti öblözet területén 1953 és 2000 között

alatt 66,66 %-ról kevesebb, mint a harmadára, 19,41 %-ra csökkent. Helyüket főként a korábbi nagyparcellás szántóföldi területeken erdők foglalták el. A későbbiekben a megmaradt szántóföldi területek legnagyobb részén erdőt ültettek, így a szabályos szántóföldi parcellák helyét napjainkban már szabályos alaprajzú erdőrészek borítják, a szántók területaránya csupán 3,71 %.

Kezdetben a területnek még csupán 11,5 %-át borító erdők elterjedése leginkább az 1953 és 1964 közötti időszakban volt robbanásszerű (57,8 %-ra emelkedett), ami természetesen nem spontán beerdősülést takar, hanem intenzív erdőtelepítést. Az ezredfordulóra az erdők a vizsgált öblözet $\frac{3}{4}$ -t foglalták el. Az erdők átlagos foltmérete fokozatosan nőtt a vizsgált időszakban (0,76 ha-ról 5,68 ha-ra), mögötte azonban 2000-ben jelentős eltérések voltak (min: 0,1 ha; max: 64,85 ha). Az 1953-2000 között folytonosan erdővel borított területek a töltést kísérő kubikgödörök, valamint az aktív medret kísérő rövidebb szakaszokon, illetve egy-két, a hullámtér közepén elhelyezkedő parcellában találhatóak (3.22. ábra). Területük az ezredfordulón jellemző összes erdőterületnek csupán 6,5 %-át (66,26 ha-t) tesz ki. 1997-es erdészeti üzemtervi adatok azt mutatják, hogy az erdők fajösszetétele természetvédelmi szempontból igen kedvezőtlennek volt ekkor mondható. Az erdőknek kevesebb, mint felét (46 %) alkották őshonosnak mondható fajok (főként kocsányos tölgy, fehér fűz és szürke nyár), nagyobbik részét pedig idegenhonos, valamint nemesített fajok adták (különbféle nemes nyarak és zöldjuhar). Az 50 évesnél idősebb állományok aránya nem érte el az 1 %-ot, ezeket nagyrészt fehérfűz és szürkenyár adta. Az 50-es évek elején telepített (41-50 éves) erdők $\frac{3}{4}$ -ét még kocsányos tölgy, 5 %-át pedig vélhetően spontán megtelepedésű fehér fűz alkotja. Az utóbbi évtizedek fiatal állományai viszont zömmel nemes nyár ültetvények.

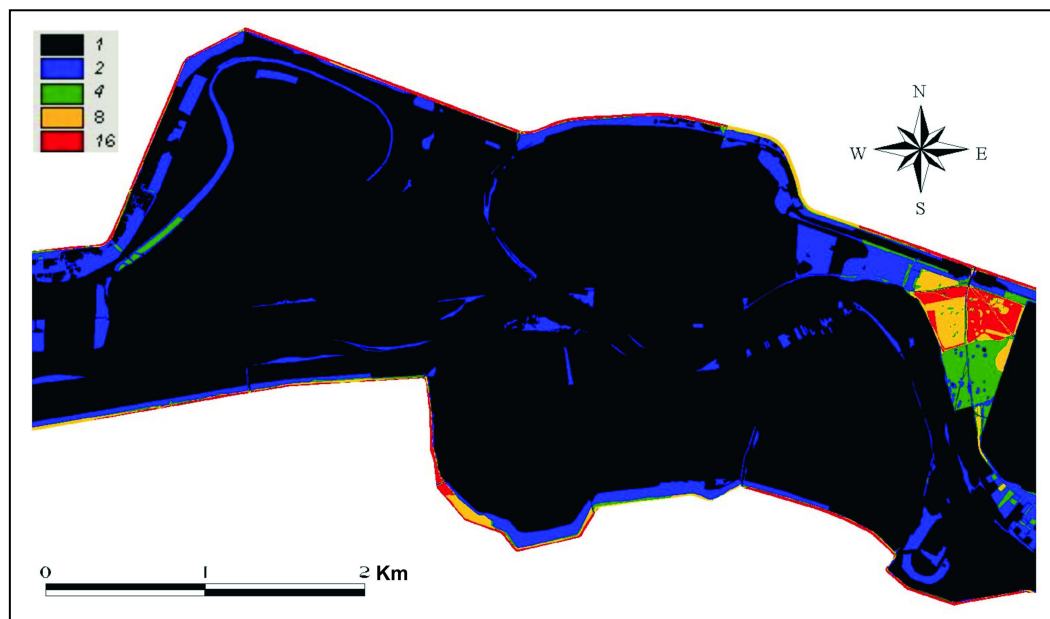


3.22. ábra: Erdő területek kontinuitása a Vetyeháton. A vizsgált négy időszakban folytonos erdőként hasznosított területek (16) pirossal jelölve (részletes magyarázatot lásd a vizsgálati módszereknél, 3.3.4 fejezet)

A művelés alól kivett területek aránya fokozatosan növekedett. Legnagyobb része 2000-ben az éppen letermelt erdők helyét rögzíti, amit az erdők újratelepítése követett. A művelésből kivett területekhez tartoznak az egyes erdőrészek közti nyiladékok és a területen található olajkutak körüli irtások is. Fontosnak tartom, hogy a hullámtér művelésből

kivont területein (nem használt földutak, irtásterületek stb.) nagyon rövid idő alatt (1-2 év) megjelennek és áthatolhatatlanul sűrű vegetációt képeznek az egyes özönnövények, legfőképp a gyalogakác (*Amorpha fruticosa*). Így ezeknek a területeknek egy része akár a cserjés kategóriába is sorolható.

Az 1953-ban a terület csupán 7,5 %-t borították gyepterületek. Elhelyezkedésükre jellemző, hogy a mintaterület ÉK-i részén egy facsoportokkal tarkított nagyobb foltban és a töltések rézsűjén, valamint a mindenkori vízállás függvényében a Maros átmetszett kanyarulatainak mélyebb részein, víz borította és mocsárrétekkel váltakozva voltak megfigyelhetők. Emellett a Maros partjához közel, a sodorvonal áthelyeződéseknek (zátonyok és szigetek képződése) köszönhetően bolygatott területeken jelentek meg. Az utóbbi területhez köthető foltok a legkevésbé stabilak, a pionír vegetáció helyét igen gyorsan cserjések és erdők foglalták el. A gyepek kiterjedése 89 ha-ról 132 ha-ra, a gyeppoltok száma 73-ról 94-re nőtt 1953 és 1964 között. Az átlagos foltméret ekkor 1,23-1,40 ha. Az 1953-ban még egy tömbben levő és korábban csak a keskeny utak által megbontott nagyobb folt is részben felszabdálódott, 1964 után összezsugorodott, helyét egyre inkább szántók és erdők foglalták el. Ezzel együtt a gyepek összes kiterjedése (81,68 ha) és foltszáma (45) is lecsökkent, az átlagos foltméret azonban nőtt valamelyest (1,81 ha). Állandónak az ÉK-en elhelyezkedő folt központi része és a töltések rézsűjén található gyepsávok mondhatók (3.23. ábra). Utóbbiak használati módja a jövőben sem fog megváltozni, tekintve, hogy az árvízi védekezés szempontjából ezek kiemelt fontosságú területek, így karbantartásuk, rendszeres kaszálásuk elengedhetetlen.



3.23. ábra: Gyepterületek kontinuitása a Vetyeháton. A vizsgált négy időszakban folytonos gyepeként hasznosított területek (16) pirossal jelölve (részletes magyarázatot lásd a vizsgálati módszereknél, 3.3.4 fejezet)

A kubikgyödrök és levágott meanderek mentén található mocsaras és nádas területek az utolsó két évtizedben gyakorlatilag eltűntek a Vetyehát területéről.

A mesterséges felszín kiterjedése nem jelentős, kizárólag egy rövid aszfaltozott útszakaszra és néhány olajkitermelő kútra szorítkozik.

Az öblözet teljes területét lefedő foltok átlagos mérete folyamatosan növekvő tendenciát mutat és napjainkban értéke kétszerese (3,4 ha) az 1953-as kiinduló állapotnak (1,74 ha). A foltméret szórása azonban lényegesen nagyobb az átlagos foltméretnél (6,53 ha), tehát a foltméret eloszlása jobbra mutat ferdeséget, az átlagosnál kisebb méretű foltok nagyobb

számának köszönhetően. A foltméretek kapcsán tapasztalt ferdeség kialakulásában vélhetően a vizsgálat részletes felbontása (kis MMU, lásd 3.3.3 fejezet) is fontos szerepet játszik. Az ezredfordulón csupán az erdőfoltok átlagos mérete haladta meg a hullámtérre átlagosan jellemző foltméretet. A szántók 2,60 ha-ról fokozatosan 1,74 ha-ra csökkenő átlagos foltmérete mellett a gyepterületek átlagos kiterjedése 1,23 ha-ról 1,82 ha-ra emelkedett 1991-ig. Az öblözet Shannon-diverzitási indexe, a kiindulási 1,69-es értékéről 1,38-ra csökkent 2000-ig, köszönhetően az erdőszített területek egyeduralmának. A Csordajárással ellentétben ez a csökkenés természetvédelmi szempontból viszont kedvező (az erdők szántók helyét foglalták el).

A kategóriák közötti átmenet vizsgálata azt mutatja, hogy az öblözet területhasználatának szerkezete nagymértékben átalakult (3.6. táblázat). Összterületének csupán 17 %-át használták azonos módon 1953-ban, valamint 2000-ben. Területének több mint felét (51,54 %-át) szántó helyett erdőgazdálkodásra hasznosítják napjainkban. Az 1953-ban felhővel kitakart (nem ismert hasznosítású) részek kétharmada ma erdő. Az 1953-ban még igen jelentős kiterjedésű szántóterületek felhagyásának mértéke a teljes terület 5,14 %-án volt jellemző, míg a becserjésedése a mintaterület 1,18 %-án (mintegy 4 hektárnyi területre jellemző). A gyepeknek valamivel nagyobb hányada lett erdő (2,83 %), mint amennyit gyepterületeként kezeltek továbbra is (2,59 %).

1953	2000									
	cserjés	erdő	gyep	kert, gyümölcsös	mesterséges felszín	mocsár	művelésből kivett	nádas	szántó	vízfelület
cserjés	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
erdő	0.42	8.46	0.52	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.15	0.58
gyep	0.09	2.83	2.59	0	0.02	0.00	0.22	0.00	0.80	0.09
kert, gyümölcsös	0	0.58	0	0	0	0.00	0.05	0.00	0	0.00
mesterséges felszín	0	0.00	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0	0
mocsár	0	0.53	0.00	0	0	0.00	0.02	0.00	0.02	0.41
művelésből kivett	0.05	0.95	0.03	0	0.02	0.00	0.29	0.00	0.05	0.00
nádas	0	0.52	0.14	0	0	0.00	0.01	0.00	0.00	0
szántó	1.18	51.54	0.18	0	0.08	0.00	5.14	0.00	1.41	0.65
vízfelület	0.00	3.35	0.06	0	0	0.00	0.26	0.00	0.00	4.92
felhő	0.17	6.08	0.13	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	1.37	0.72

3.6. táblázat: A Vetyehát területhasználati kategóriáinak átmeneti-mátrixa (adatok a teljes terület %-ban)

Tehát a Csordajárás esetében tapasztaltakkal ellentétben itt a mintaterület fragmentációja helyett a szántókat felváltó erdőgazdálkodás egyeduralma és az azokra jellemző egyre nagyobb kiterjedésű parcellák válnak dominánssá.

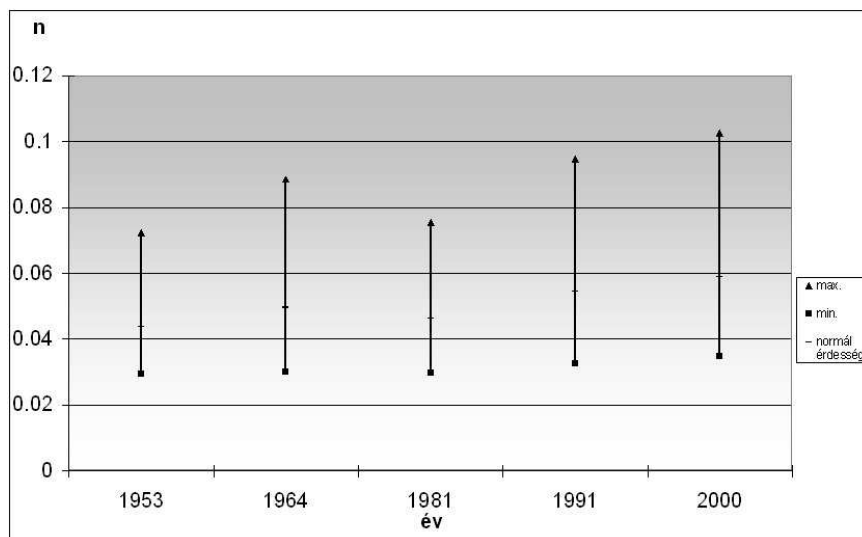
3.4.4 A hullámtér érdességének megváltozása

A fenti területhasználati adatok (1953-2000) és az irodalomban szereplő hidraulikus érdesség adatok összevetése lehetővé tette a hullámtér érdesség változásának becslését, ami az akkumuláció hosszabb távú változásának szempontjából fontos. A vizsgált két terület eltérő karakterisztikája kiváló alapot biztosított, hogy nyomkövetsem mely területhasználati változások miként befolyásolják az érdesség alakulását.

3.4.4.1 A hidraulikus érdesség változásai a Csordajárás területén (1953-2000)

A Csordajárás teljes területén az érdességi tényező időbeli változásának vizsgálata azt mutatta, hogy a hullámtér érdességének értékei az 1953-64 közötti periódusban emelkedtek, majd az 1981-ben tapasztalt visszaesést követően az ezredfordulóig ismét növekvő tendencia volt megfigyelhető. A hullámtéri terület érdessége 1991-ben ($n_{\text{norm},1991}=0,055$) már újra meghaladta az 1964. évi állapotot ($n_{\text{norm},1964}=0,050$) és azt követően 2000-ben érte el maximumát ($n_{\text{norm},2000}=0,059$; $n_{\text{max},2000}=0,102$), miközben a minimum értékek kisebb mértékben növekedtek (3.24. ábra). Ez feltehetően a kertek és művelésből kivett, özönnövényekkel betelepülő területek gyarapodásának volt köszönhető, azok minimális

érdességi értéke ugyanis a gyep és szántó területekéhez hasonló. Az 1964 és 1981 között bekövetkezett visszaesés az erdő területek változatlan arányának és főként a szántó területek gyepek rovására történő terjeszkedésének volt betudható. Ekkorra az 1953-hoz közeli érdességi állapotba történő visszarendeződését figyelhettük meg. Az



3.24. ábra: A hullámtér hidraulikus érdesség értékeinek változása a Csordajárás területén

1981-et követő tíz évben az érdesség minimális, normál, de leginkább maximális értékének legjelentősebb emelkedését tapasztalhattuk, ami főként az erdőtelepítésekkel magyarázható. Ezt követően a növekedés némileg lelassult és főként a szántó területek nagyarányú felhagyásának volt köszönhető. A hullámtér érdességének lehetséges becsült minimuma 0,03-ról csupán 0,035-re, normál értéke 0,044-ről 0,059-re, maximuma pedig 0,072-ről 0,102-re emelkedett ötven év alatt.

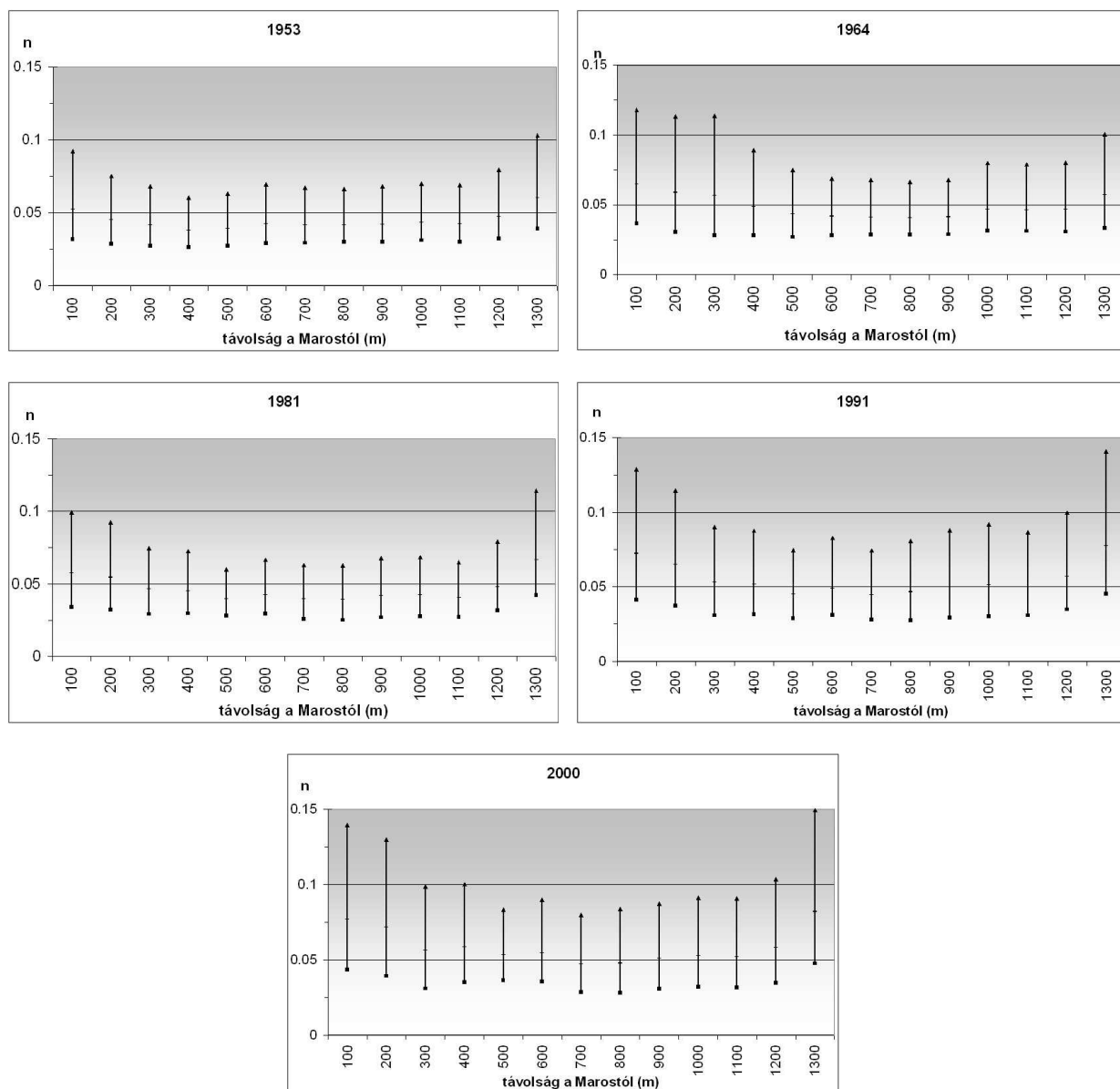
A folyóval párhuzamos 100 méteres sávokban az érdességi tényező változását ábrázolva (3.25. ábra) megállapítható volt, hogy az, az öt vizsgált időszak mindegyikében hasonlóan alakult. A Maroshoz legközelebb, valamint attól legtávolabb eső 200 méteres sávban bizonyult a legmagasabbnak, a köztes területeken pedig jóval alacsonyabb érdesség értékeket vett fel. Ez a folyót övező erdősávnak, a hullámtér középső részén található gyep és szántó területeknek, valamint a védő erdősáv folyamatos meglétének tulajdonítható.

Egyedül 1964-ben tért el valamelyest az érdesség a hullámtér keresztmetszetében. A fő trend ekkor is megmaradt, azonban ekkor a Maros menti 300 méteres sávban, illetve a legtávolabbi 100 méteren volt kiemelkedő az érdesség, ami a folyóhoz közeli új, nagyüzemi művelésű gyümölcsösök megjelenésével volt kapcsolatban.

Megállapítható, hogy a folyóhoz legközelebb eső 100 méteres sáv (az áradások alkalmával fokozott akkumulációval jellemezhető térszín, lásd 4.1.2 fejezet) érdessége 1981-es visszaesésétől eltekintve fokozatosan növekedett, ami elsősorban az erdők részarányának 21 %-ról 55 %-ra emelkedésének volt köszönhető. Maximális értéke itt 0,09-ről 0,14-re, normál esetben pedig 0,06 és 0,08 között változott, ezzel együtt az érdesség terjedelme is jelentősen megnőtt. Értéke a legkedvezőbb esetben csupán 0,03 - 0,04. A hullámtér érdességének legalacsonyabb és legszűkebb tartományban változó értékei egyértelműen a hullámtér középső részének gyep és szántó területeinek voltak tulajdoníthatóak. Szélső értékei itt általában 0,25 - 0,7 között változtak, normál esetben pedig 1953-ban még 0,037 - 0,06, majd napjainkra 0,047 - 0,08 között mozgott az értéke.

3.4.4.2 A hullámtér hidraulikai érdesség-változásának vizsgálata a Vetyeháton (1953-2000)

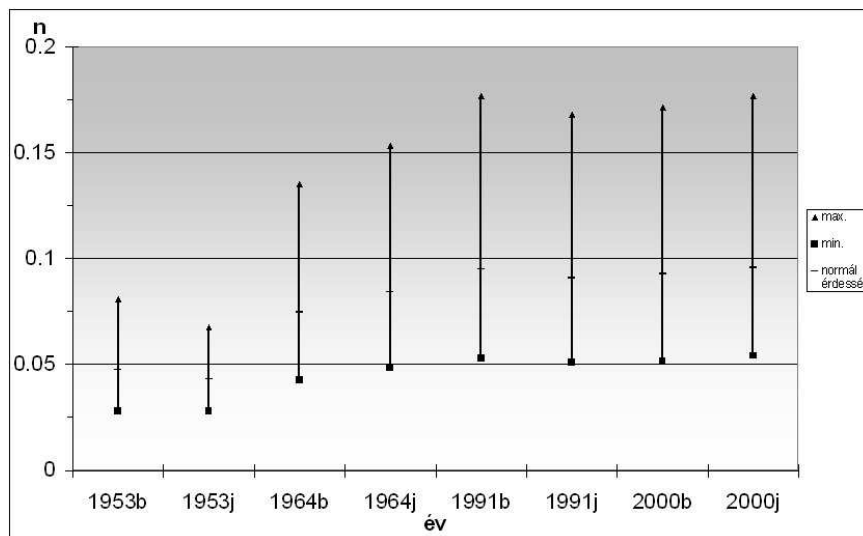
A mintaterület egészét (illetve jobb és bal partját) tekintve a hullámtér hidraulikus érdességének folyamatos növekedése állapítható meg a vizsgált időszakban (3.26. ábra). A legjelentősebb változás 1953 és 1964 között zajlott le az egykori szántóterületek beerdősítésével.



3.25. ábra: Az érdességi tényező jellemző értékeinek változása Csordajáráson, a Marossal párhuzamos, száz méter széles sávokban (1953-2000)

Mintegy ötven év alatt az érdességi tényező lehetséges értékei több mint duplájára emelkedtek ($n_{\max 1953}=0,072$; $n_{\max 2000}=0,175$). A jobb és bal part különbségei mára kiegyenlítődtek és 0,05 – 0,175 között változnak, normál esetben értékük 0,1 körüli.

A mintaterület érdességének térbeli változását tekintve 1953-ban a Csordajáráshoz hasonló tendencia érvényesült a hullámtérnek mind a jobb, mind pedig a bal parti részén (3.27. ábra). Azaz, az alapvetően szántóként hasznosított széles középső sáv normál érdessége bizonyult a legalacsonyabbnak



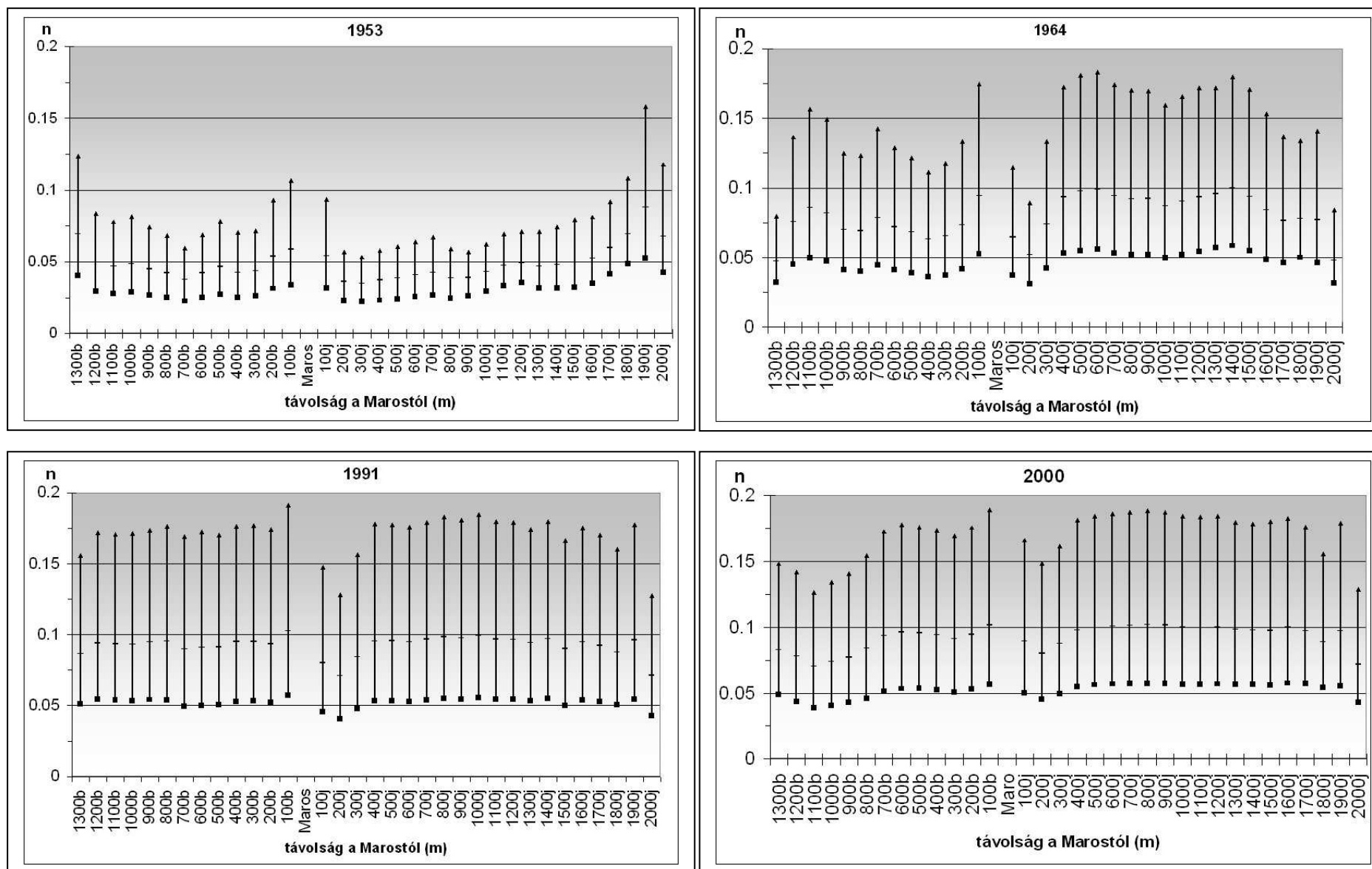
3.26. ábra: A Vetyeháti öblözet jobb és bal partjának hidraulikus érdesség változásai

($n_{\text{norm}}=0,035$) és az érdesség értékek itt változtak a legszűkebb

határok között ($n_{\min}=0,022$ ill. $n_{\max}=0,081$). A folyót és a töltést övező keskeny erdősávok hatásaként pedig a hullámtér szélein jelentősen, akár duplájára is megemelkedett a lehetséges maximumok értéke ($n_{\max}=0,158$). Egy évtized alatt azonban jelentősen megváltoztak a hullámtér érdességi viszonyai az újonnan ültetett erdők hatására. A jobb parton a meder közelében még egy 200-250 méter szélességű, hosszan elnyúló szántóterület maradt. Ennek eredményeként az érdesség változásának tendenciája megfordult, hiszen most a Maros menti 300 méter széles sávban, valamint a Marostól legtávolabb eső, háromnegyed részben gyeppel borított kis részterületen volt az érdesség a legalacsonyabb ($n_{\min}=0,031$; $n_{\max}=0,089$). Legmagasabb értékeit a köztes terület erdeinek hatására az 500-600 méteres távolságban lévő sávban érte el, ahol normál esetben 0,1-nek adódott, míg a legrosszabb (maximális) esetben akár 0,18 feletti érdesség is előfordulhatott. A hullámtér bal parti részén a meder közelében ekkor már erdők domináltak, így az érdesség itt érte el maximumát (0,175). A Marostól távolabb eső részein a mintaterület délkeleti felét még szántók, nyugatabbra (Hajdován) pedig már erdők foglalták el, az egyes zónák érdessége tehát alacsonyabbnak adódott, mint a jobb part esetében.

A mintaterület érdességi viszonyai 1991-ben egységesen magasnak adódtak, mind a jobb, mind pedig a bal parton. Legmagasabb értéke a Maros bal partján akár 0,19 is lehetett, a jobb parton a szántók további csökkenésével ugyan nőtt az érdesség, de 0-300 méteres sávban az átlagnál még mindig alacsonyabbnak bizonyult. Normál esetben egy-két kivételtől eltekintve 0,08 – 0,1 közötti változott az érdesség a hullámtér teljes keresztmetszetében. Az utolsó idősíkban, 2000-ben csupán annyit változott a helyzet, hogy a bal part nagyobb irtásterületeinek köszönhetően 800 – 1200 méteres távolságban lecsökkent a területre jellemző érték, de továbbra is a Marost övező bal parti sávban maradt a legmagasabb. A jobb parton az egy évtizeddel korábbi trend érvényesült, a terület érdessége az 1991. évinél ($n_{\max,j}=0,168$) azonban 2000-ben valamivel magasabb ($n_{\max,j}=0,176$) volt az aktív mederhez közeli szántóterületek egy részének további eltűnésével.

3.5 Részösszegzés



3.27. ábra: Az érdességi tényező jellemző értékeinek változása Vetyeháton, a Marossal párhuzamos, száz méter széles sávokban 1953 és 2000 között

A Maros közvetlen környezetéről – a jelenlegi hullámtéréről – készült korabeli leírások és korábbi földrajzi nevek segítségével nyomon követhetőek voltak a terület adottságainak és használatának változásai. Ezen adatok alapján váltak értékelhetővé a későbbi hullámtéren napjainkig lezajlott (pl. hidrológiai vagy vegetációs) változások. Így például a Csordajárást az 1804 óta uralják a kaszálók és legelő területek. Zugolyban a szabályozás előtt fás kaszálók, azt követően pedig kezdetben intenzíven használt (de napjainkban már sok helyen felhagyott) kertek, valamint szántók, majd utóbbiak helyén erdők létesültek. A vetyeháti öblözetben a szabályozásokat megelőzően mocsárréteket és kaszálókat említenek korabeli források, erdőt csupán 1862-től jegyeztek fel. Ugyanakkor ezeknek az adatoknak fontos geomorfológiai vonatkozásai is vannak. Bizonyíthatóvá vált ugyanis, hogy Apátfalvánál a mai alacsony ártér egykori homokos zátonyfelszínét az 1950-60-as években kötötték meg és indult meg feltöltődése iszapos-agyagos ártéri üledékekkel. Térképek tanulsága szerint a Maros 1846-ban levágott kanyarulata Csordajárásnál 1899-re (53 év alatt) olyan mértékben feltöltődött, hogy már nem volt benne állandó vízborítás. Ugyanez a folyásirányban lentebb fekvő Zugolyban (átvágás: 1864-72) 1914-re következett be (42-50 év alatt). Az 1858-ban átmetszett vetyeháti kanyarulatról ugyanez nem mondható el, igaz hasonló mértékben feltöltődött a szabályozás óta, de még napjainkban is gyakorta tartós vízborítás jellemzi.

A részletesebben vizsgált két mintaterület (Csordajárás és Vetyehát) napjainkban alapvetően eltérő jellegű. A Csordajárás területén a területhasználati foltoknak 40 %-a változatlan maradt. A korábban jelentős kiterjedésű gyepek egyre inkább a háttérbe szorultak és helyüket szántók, valamint erdők foglalták el, később a szántók egy részét is felhagyták. Míg a Vetyehát területhasználatának szerkezete 1953 óta jelentősen (83 %-ban) átalakult. A legfontosabb kategória átmeneti típus a szántó-erdő átmenet volt (51,5 %), de a korábbi nagy kiterjedésű szántók felhagyása is jelentősnek bizonyult (5,1 %).

A két területen ellentétes irányú trendek érvényesültek: a Csordajárás területén a foltméretek csökkenésével (1,45 ha-ról 0,9 ha-ra) a duplájára emelkedett, míg a Vetyeháton az átlagos foltméret megduplázódásával (1,6 ha-ról 3,4 ha-ra) együtt csökkent a foltok sűrűsége. Az átlagos foltméret adatok azonban jelentős eltéréseket takarnak. A foltok alakja mindkét terület esetében igen egyszerűnek volt mondható és csak kis mértékben változott a vizsgált időszakban.

A két mintaterület átlagos érdesség viszonyaira jellemző, hogy a hullámtér hidraulikus érdessége mindkét helyen 1953-ban volt a legkisebb. A Csordajárás területén ekkor 0,044-nek, míg a Vetyeháton 0,045-nek adott az érdesség normál értéke. Tehát 1953-ban a két terület esetében teljesen azonosnak bizonyult, majd a Vetyeháton az intenzív erdősítésnek köszönhetően jelentősen megemelkedett és az ezredfordulón normál esetben már majdnem a kétszerese (0,095) volt a Csordajárás területén becsült érdességnek (0,059).

A hullámtér keresztmetszélyét vizsgálva, az érdesség megváltozása kedvezőtlen abból a szempontból, hogy az elemzett időszakban a Marost övező sávban nőtt az érdesség, és általában itt kiugró értékek adódtak a Csordajárás ($n_{\max,2000}=0,140$) és a Vetyehát ($n_{\max,1991}=0,191$) esetében is. Tehát pontosan az akkumulációnak fokozott mértékben kitett területeken.

Amennyiben azt vizsgáljuk, hogy a területhasználat jelenlegi módja mennyire felel meg a vízügyi szempontoknak megállapítható, hogy a javasolt (Ihrig 1952), az anyamedernél kétszer-háromszor szélesebb, majd a korábban említett 2006-os jogszabályban a Maros esetében előírt 6 méter széles gyepgazdálkodású parti sáv gyakorlatban történő alkalmazása már régóta nem biztosított. A hullámtéri erdők állapota sem felel meg a vízügy kívánalmainak, manapság főleg a gyalogakáccal becserjésedett nemes nyár ültetvényeknek köszönhetően. A hullámtér vízvezető képességével szemben megfogalmazott követelmények tehát egyre csekélyebbek a szabályozások óta, igaz teljesítésük már a kezdetekkor akadályokba ütközött és a kivitelezés ma is hagy maga után kívánnivalót. Mindez előrevetíti a fokozott hullámtéri akkumulációt és a mederszűkülést is.

4. RÖVID TÁVÚ, EGY-EGY ÁRVÍZ OKOZTA ÜLEDÉK-FELHALMOZÓDÁS VIZSGÁLATA A MAROS HULLÁMTERÉN

4.1 Irodalmi és módszertani előzmények

Az árterek hosszabb távú fejlődésének megértéséhez az egy-egy árvízi esemény során zajló folyamatok számszerűsítése vezethet el, aminek egyik lépése az áradások alkalmával lerakódott üledékek vizsgálata. A hullámtéri akkumuláció mintázata igen változatos lehet a nagy számú befolyásoló tényező megjelenésének, egymásra hatásának, illetve hierarchiájának, valamint ezek tér- és időbeli változásának köszönhetően (Steiger et al. 2005).

Áradások alkalmával lerakott üledék mennyiségét a folyók árterének különböző geomorfológiai képződményein számos kutató vizsgálta. A kutatások jelentős része Nagy-Britannia, az USA és Hollandia területén történt. A tanulmányok leggyakrabban extrém árvízi eseményekhez köthetőek, azok sajátosságait elemzik (Borsy 1972, Kesel et al. 1974, Asselman et al. 1995, Gomez et al. 1995, Gomez et al. 1997, Walling et al. 1997, Ten Brinke et al. 1998, Miller 1999, Wyzga 1999, Nagy et al. 2002) és vizsgálati módszereik igen sokszínűek lehetnek.

Hazánkban egyelőre igen kevés adat áll rendelkezésünkre egy-egy áradás hullámtér feltöltő hatásával kapcsolatban. Annak ellenére, hogy a hullámterek felmagasodását napjainkban gyakran emlegetik, mint az árvizek magasságnövekedésében szerepet játszó fontos tényezőt (Nagy et al. 2001, Gábris et al. 2002). Leginkább a Tisza ilyen jellegű kutatása került előtérbe az utóbbi években, rekord méretű árvizei és a Vásárhelyi Terv továbbfejlesztése kapcsán (Szlávik 2001).

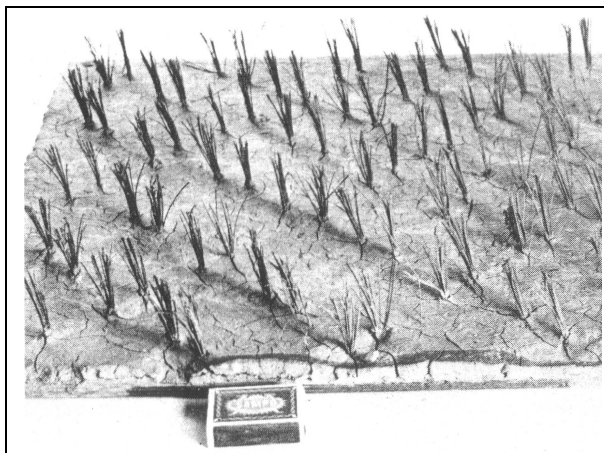
4.1.1 Az árvizek akkumulációs hatásának vizsgálati módszerei árterületeken

A folyók egy-egy áradása során, esetleg történő hullámtéri üledék-akkumuláció vizsgálatára több módszer is elfogadott. Megkülönböztethetünk olyan módszereket, ahol az árvízi eseményt megelőző beavatkozások szükségesek (I), például üledékcsapdák, eróziós cövekek és mesterséges jelzőrétegek, illetve ahol az eseményt követő terepi vizsgálatokról van szó (III) pl.: természetes jelzőrétegek, elektromágneses indukción alapuló vizsgálatok (talajradarok – GPR) és távérzékelési módszerek. Köztes megoldást, pedig az áradás időtartama alatt végzett vizsgálatok (II) jelentenek: üledékhozam számítások, távérzékelési módszerek használata (Goudie 1990).

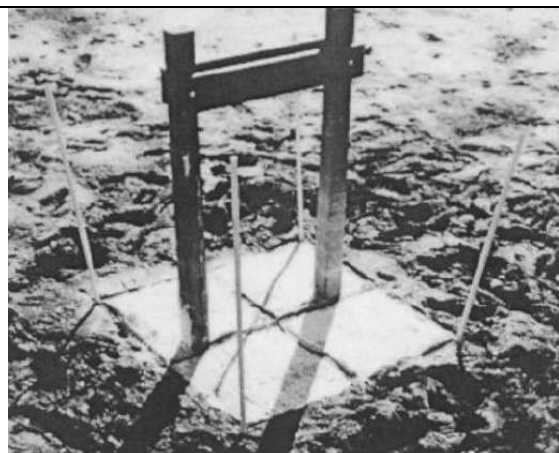
Az áradást megelőzően kihelyezésre kerülő *üledékcsapdák*nak több típusát fejlesztették ki, ezek használata az egyik leginkább elterjedt az akkumulációs vizsgálatok során. Nem meglepő tehát, hogy a különféle csapdák igen eltérőek lehetnek megjelenésükben. Ismerünk kis energiájú környezetben alkalmazott cylinder és palack csapdákat és sima felszínű korongokat. A nagyobb energiájú területeken az egyszerű cserepektől a megnövelt érdességgel rendelkező különféle műanyag szőnyegekig (4.1. ábra) igen sokféle formájuk használatos (Mansikkaniemi 1985, Steiger et al. 2001a, Steiger et al. 2003). Utóbbiak előnye, hogy segítségükkel egy csapadékesemény hatására bekövetkező kis mennyiségű felhalmozódás is mérhető (Simm és Walling 1998). Ezzel a módszerrel az adott felületegységen lerakott üledék mennyisége, szemcseösszetétele is meghatározható, azonban az, a csapda felszínének érdességétől függően változik. Emellett számolni kell a csapdák elmosásából, eltulajdonításából eredő problémákkal is.

Mesterséges jelzőréteget igen kis energiájú környezetben (ártéri lapályok, folyó delták, mocsarak) alkalmaznak rövidtávú vizsgálatokban (4.2. ábra). A legelterjedtebb jelzőréteg a talajfelszínen egyenletesen elosztatott csillám, agyag, vörös homok, földpát, vagy szénpor réteg (Harter és Mitsch 2003, Steiger et al. 2003). Számolni kell azonban

kimosódásukkal, keveredésükkel. A megfelelő jelzőréteg kiválasztásakor figyelembe kell venni a szállított üledék tulajdonságait is. Stabilis, ritka elemek (pl.: számárium) használata is megfelelő lehet, amelyet a mintavételt követően neutron aktivációs analízis segítségével detektálnak (Knaus és Van Gent 1989).



4.1. ábra: Megnövelt érdességű üledékcsapda (Mansikkaniemi 1985)



4.2. ábra: Mesterséges jelzőrétegek telepítése áradást megelőzően (Harter és Mitsch 2003)

Természetes jelzőrétegek felhasználása legalább olyan elterjedt az üledék-felhalmozódás vizsgálatában, mint az üledékcsapdák alkalmazása. Ez a módszer igen egyszerű és gyakorlatilag nincs különleges eszközigénye. A frissen lerakott üledékek ugyanis könnyen elkülöníthetők lehetnek színük, szerkezetük, illetve a bioturbáció mértéke alapján az alatta lévő, idősebb anyagoktól (4.3. ábra). Az eltemetett élő, illetve elhalt növényzet is felhasználható lehet, de eltemetett mesterséges felszíneken is alkalmazható ez a módszer (Walling et al. 1996, Steiger et al. 2003). Néha a növények levélzetéről lemosott üledéket vizsgálják, ez azonban fizikálisan eltérő a talajfelszínen megfigyelhetőtől (Walling et al. 1997). A módszer előnye, hogy természetes érdességű felületet vizsgálunk, ugyanis összehasonlítva sima felszínű cserepek és természetes jelzőrétegek eredményeit, kiderült hogy az utóbbi módszerrel egyértelműen nagyobb mennyiségű akkumuláció volt mérhető (Steiger és Gurnell 2003). A természetes jelzőrétegek használatát azonban nehezítheti a határfelület elmosódása, illetve a mikro-topográfiából adódó különböző értékek. Ez esetben csupán a lerakódott üledék vastagságát és minőségét tudjuk vizsgálni, annak területegységre jutó mennyiségét nem.

Eróziós cövekek alkalmazása, akkumulációs vizsgálatok esetében is hatékony lehet rövid időtávban (Warren 2001, Steiger et al. 2003), ekkor ugyanis a vízszintes talajfelszínbe (a rájuk hegesztett alátétekig) bevert fém cövek segítségével határozható meg a lerakódott üledékvastagság (4.4. ábra). Ennek az egyszerű és olcsó módszernek a hátránya, hogy leginkább kis energiájú környezetben alkalmazható, illetve a cövek külső behatásra (pl. uszadékok) történő elmozdulása, eltulajdonítása megghiúsíthatja a mérést. A cövek kiálló része módosíthatja közvetlen környezetének áramlási viszonyait, így az üledék lerakódását is. Előnye, hogy segítségével mind az erózió, mind az akkumuláció mértéke számszerűsíthető.

Az áradások alkalmával elvégzett lebegtetett *üledékhozam-mérések* alkalmazhatóak két mérőállomás között elhelyezkedő folyószakaszok esetében az átlagos ártéri üledék-lerakódás becslésére. A vizsgálatoknak ez a típusa jelentős hibával terhelt lehet, amit elsősorban a mintavételi módszer határoz meg. További pontatlansághoz vezet a partok eróziójából származó üledéktöbblet és a finom üledékeknek a mederben való raktározódása is. Ezt a módszert általában más módszerekkel kiegészítve szokták alkalmazni (Walling et al. 1996, Steiger et al. 2003).



4.3. ábra: Avartakaró, mint természetes jelzőréteg és a rajta felhalmozódott friss üledékréteg (Fotó: Sándor A.)



4.4. ábra: Ártéri akkumuláció mérésére használatos cövek (Warren 2001)

Jelentősebb árvizek alkalmával nagyobb kiterjedésű területeken számszerűsíthető az üledékképződés *távérzékel*t adatok segítségével (Gilvear és Briant 2003, Steiger et al. 2003). A Mississippi 1993. évi áradása alkalmával Landsat TM képek alapján határozták meg, az ártéren a felszínhez közeli lebegtetett üledék koncentrációját, majd az adatokat kalibrálva az áradás utáni üledék lerakódás térképezésével nagy felbontású térképet kaptak az ártéri akkumulációról (Gomez et al. 1995). Emellett az áradások alkalmával készült légi és űrfelvételek felhasználhatóak az elöntés hosszának és a fő áramlási irányoknak a meghatározásában is (Chorley et al. 1985, Simm és Walling 1998, Gilvear és Briant 2003).

A Rajna 1993. és 1995. évi áradását követően, a hullámtér hosszabb szakaszáról készült légi felvételeken a homokos üledékek világos színük alapján jól felismerhetők voltak. Terepi vizsgálatokkal kiegészítve a légi felvételek adatai alapján, meg lehet határozni a hullámtéren lerakódott homokos üledékek mennyiségét (Ten Brinke et al. 1998, Miller et al. 1999).

A *talajradarok* működése elektromágneses sugárzás használatán alapul. Segítségével elkülöníthetők a vékonyabb és vastagabb, sokszor jól osztályozott homokos, illetve az iszapos-agyagos üledékrétegek (Brooks 2003). Használata során meghatározható az üledékrétegek vastagsága, térbeli helyzete, így következtetni lehet egy-egy áradás hatására, főként folyóhátak és övzátonyok morfológiájára (Bristow et al. 1999, Ferguson és Brierley 1999, Steiger et al. 2003). Ez a módszer tíz egynéhány méteres mélységig alkalmazható és deciméteres felbontású viszonylag nagy kiterjedésű háromdimenziós adatokat szolgáltat. Közvetlenül kapcsolható fűrészmagok szedimentológiai jellemzőihez (Bridge et al. 1995).

4.1.2 Az árvizek alkalmával megfigyelt akkumulációt befolyásoló paraméterek

Táblázatban foglaltam össze az egy-egy áradás alkalmával lerakott hordalék vizsgálatát célzó tanulmányokat (4.1. táblázat), mely tartalmazza a vizsgált áradások jellemzőit, a megfigyelt akkumulációt (a szerzők által megadott mértékegységben), feltüntetve mely felszínformára vonatkoztatható. Emellett jelöltem a vizsgálatok során alkalmazott módszereket, hogy találhatunk-e a tanulmányokban az üledék térbeli mintázatára vonatkozó adatokat. A fenti kutatások alapján kívánom a továbbiakban röviden tisztázni, hogy mely főbb tényezők milyen formában befolyásolják az áradások alkalmával megfigyelhető akkumulációt.

Kisminta kísérletek szerint (Bathurst et al. 2002) egyenes vízfolyásszakaszok mentén az ártéri akkumuláció (egyenletes felszínű ártéren) leginkább a meder pereme mentén figyelhető meg, ahol az nem összefüggő homokhátat képez, hanem kis dűnék folyásirányban

Szerző	Vizsgált vízfolyás	Áradás ideje	Max. lebegtetett üledék-hozam (mg/l)	Q max. (m ³ /s)	Elöntés hossza (nap)	Akkumuláció mértéke/ vizsgált forma	Vizsg. mód-szere	Akk. min-tázat
Borsy Z. (1972)	Felső-Tisza ill. Szamos	1970	3750 kg/s	-	-	20-80 cm parton, 30 cm parttól 100m	á.k.t.	1D
Kiss et al. (2002) ill. Kiss-Fejes (2001)	Alsó-Tisza (Mindszent)	1998 nov.-dec. 1999 márc.-máj. 2000 márc.-ápr. 2001 márc.-máj.	- - - -	2200 2520 2810 -	32 90 63 43	max. 10, átl. 3,79 cm parton max. 28, átl. 0,65 cm parton max. 0,1-0,2 cm	á.k.t.	3D
Vass R. (2008)	Felső-Tisza (Tarpa)	2001 márc.	-	-	- - 31	max. 40 cm folyóháton 1,5 cm töltés előterében 2 cm mentett oldali sarlólapos	á.k.t	1D
Nagy et al. (2002)	Felső-Tisza (Feketeardó-Sásvár)	2002 feb.	-	-	-	max. 5,81 - 6,81 kg/ m ² folyóháton 0,29-1,53 kg/ m ² ártéri lapos min. 0,17 kg/ m ² töltés előterében (26 cm vastag üledék, mélyedésben)	ü.cs.	1D
Sándor és Kiss (2007)	Közép-Tisza (Szolnok)	2005 márc.-jún. 2006 márc.-jún.	- -	1600 2380	73 100	max. 19 cm övzátonyon max. 7,5 cm folyóháton max. 1 cm egykori mederrészlet	á.k.t.	3D
Resitcky (2006)	Alsó-Duna (Mohács)	2006 ápr.-máj.	-	7510	14	Max. 50 cm övzátonyon	á.k.t	1D
Asselman és Middelkoop (1995)	Rajna (NL)	1993 jan.	150	5740	6-7	max 1,57 kg/m ² (átl. 0,57 kg/m ² ill. 0,47 mm)	ü.cs.	3D
	Meuse(NL)	1993 jan.	400	2320	3	max.1,93 kg/m ² folyóháton (átl. 1 kg/m ² ill. 0,82 mm)		
Middelkoop és Asselman (1998) ill. Asselman (1999)	Rajna (NL) Meuse(NL)	1993/94 dec.-jan. 1993/94 dec.-jan.	120-200 150-300	11039 3120	12-23 8	2,24 - 6,61 kg/m ² 1,09 – 4,29 kg/m ²	ü.cs.	3D
Ten Brinke et al. (1998)	Rajna (NL)	1993/94 dec.-jan.	-	11000	-	átl. 5,1 cm parton ill. 0,8 cm mögöttes területeken	á.k.t. és RS	3D
		1995. jan.–feb.	-	12000	-	átl. 6,2 cm parton ill. 0,4 cm mögöttes területeken		
Asselman és Middelkoop (1998)	Rajna (NL)	1994 ápr. 1995 jan.	225 260	5580 11815	1-10 17-45	0,35 – 1,3 kg/m ² 2,77 – 3,79 kg/m ²	ü.cs.	3D
Mariott (1992)	Severn (UK)	1990 jan.-feb.	-	-	-	az üledék szemcseméretének vizsgálata	á.k.t.	2D
Zhao et al. (1999)	Severn(UK)	1998 jan.	-	-	28	0,7 cm parton	á.k.t.	1D
Steiger et al. (2001b)	Severn (UK)	1999 jan.	-	325	608 h	max 25 átl 8 kg/m ²	ü.cs.	1D
		1999 márc.	-	346	184 h	max 13 átl 3 kg/m ²		
		1999 okt.	-	197	288 h	max 34,8 átl 7 kg/m ²		

		2000 jan.	-	305	658 h	max 21 átl 8 kg/m ²		
Walling et al.(1997)	Ouse (UK)	1995 jan. – feb.	1500	629	4	max 2 cm parton	á.k.t.	2D
Nicholas és Walling (1995)	Culm (UK)	1993 ápr.	536	-	42	0,16 kg/m ² övzátanyon 0,721 kg/m ² folyóháton 0,256 kg/m ² mélyedésben 0,008 kg/m ² midenkori ártéren	ü.cs.	1D
Simm és Walling (1998)	Culm (UK)	1990-1991 (több árvízi esemény)	1000	27	-	max. 2,2 kg/m ² /év folyóhát min. 0,06 kg/ m ² /év	ü.cs.	3D
Walling et al. (2003)	Swale (UK) Aire (UK) Calder (UK)	1997 dec. -1998 dec. 1998 dec. - 1999 dec. 1997 dec. -1998 dec. 1998 dec. - 1999 dec. 1997 dec. -1998 dec. 1998 dec. - 1999 dec.	-	-	-	4,17 – 13,3 kg/ m ² /év 3,17 – 18,1 kg/ m ² /év 1,01 – 6,0 kg/ m ² /év 2,54 – 8,65 kg/ m ² /év 11,3 kg/ m ² /év 4,25 – 9,32 kg/ m ² /év	ü.cs. és ü.h.m.	1D
Jeffries et al. (2003)	Highland Water (UK)	2000-2001 tél (több árvízi esemény)	711 - 2520	1,63 – 2,26	9,3 - 92,2 h	1,63 – 8,05 kg/m ²	ü.cs.	3D
Brown (1983)	Blandford-Forum (UK)	1979 dec.	-	313	4	max. 10,2 cm ill. átl. 5 cm folyóháton átl. 1,6 cm mögöttes területen	á.k.t.	1D
Bathurst et al. (2002)	Flood Channel Facility, kisminta kísérlet (UK)	-	117 83 278	0,1 0,14 0,103	6 h 6 h 5,25 h	max. 4,2 kg/m ² max. 6,5 kg/m ² max. 1,6 kg/ m ²	ü.cs.	3D
Steiger et al. (2001a)	Garonne (Fr)	1992 máj.	-	717	15 h	átl. 4,5 kg/ m ² mellékág folyásirány felőli végén átl. 0,4 kg/ m ² mellékág folyásiránnyal ellentétes végén	ü.cs. és á.k.t.	1D
Steiger et al. (2001a); Steiger és Gurnell (2003)	Garonne (Fr)	1992 jún. 1992 okt. 1993 szept.	700 2150 2024	1940 2620 2740	80 h 3 38 h	0,1-160,1 kg/m ² különböző formákon	ü.cs. és á.k.t.	3D
Mansikkinaemi (1985)	Kyrönjoki (SU)	1983 ápr. 1984 ápr.-máj.	443 571	- 500	8 25	max. 3,91kg/ m ² max. 6 kg/ m ²	ü.cs.	1D
Keesstra (2006)	Dragonja (Slo)	2001 jún. – 2003 jún. (több árvízi esemény)	-	22	-	max. 1,6 cm/év övzátanyon	ü.cs.	1D
Wyzga (1999)	Skawa (PL) Skawinka Visztula	1997 júl.	- - -	725 378 1440	2 2,5 7,5	6-7 cm parton 6 cm parton >30 cm parton ill. 15-20 cm folyóhát	á.k.t.	1D
Kesel et al. (1974)	Mississippi (USA, Luisiana)	1973	-	42500	60	max 84, átl 53 cm folyóháton max 300, átl 86 cm övzátony max 9, átl 6 cm elhagyott mederben max 2,5; átl 1,1 cm ártéri lapályon	á.k.t.	1D
Gomez et al. (1995 ill. 1997)	Mississippi (USA, Illinois)	1993	183	12320	101	5-20 cm ártéri lapály 130 cm parton	á.k.t. és RS	1D és 3D
Benedetti (2003)	Mississippi (USA,	1993 júl.	211	5311	168	max 8, átl 3-6 cm ártéren	á.k.t.	1D

	Wisconsin)	1997 ápr. 2001 ápr.	101 54	5680 7014	58 95	max 6,5; átl 1,5-4-5 cm ártéren max 15, átl 3-8 cm ártéren ill. 50 cm folyóháton és 1-35 cm szigeten		
Aldrin (2004)	Guadalupe (USA, Texas)	2002 jún.	-	1416	9	max 5 cm	á.k.t.	3D
Moody és Troutman (2000)	Powder River (USA, Montana)	1978-96 (50 árvízi esemény)	6200 (éves átlag)	12,8 (éves átlag)	max. 129 Med. = 5	max. 26 cm ill. átl. 2,6 cm/áradásonként folyóháton	á.k.t.	2D
Miller et al. (1999)	Carson River (USA, Nevada)	1997 jan.	-	-	-	max. 45 cm ill. átl. 30 cm mélyebb részekén (de akadályok mögött akár 200 cm) a mederhez közel max. 20 cm a medertől távolabb	á.k.t. és RS	2D
Alexander és Prior (1971)	Ohio (USA, Illinois)	1964 tavasz	-	-	-	max. 46 cm folyóháton 0,3 cm háts részen medertől távol	á.k.t.	1D
Bristow et al. (1999)	Niobrara River (USA, Nebraska)	1993 máj. – 1994 jún. 1995 ősz – 1996 aug.	- -	- -	- -	max. 250 cm homokfolt max. 150 cm homokfolt	GPR	3D
McKee et al. (1967)	Bijou Creek (USA, Colorado)	1965 jún.	13195	-	-	max. 366 cm parton átl. 60-120 cm mögöttes területeken	á.k.t.	2D
Pierce és King (2008)	Hatchie River (USA, Tennessee)	2003 2004	- -	- -	- -	max. 79,5 cm max. 32 cm	e.c. és m.j.	3D
Medioli (2003)	Red River (CAN, Manitoba)	1997 jún.	-	-		3 cm (holtág, aktív medertől 1 km) 1,5 cm (holtág, aktív medertől 2 km)	á.k.t.	1D
Brooks (2003)	Red River (CAN, Manitoba)	2000 2001	- -	- -	- -	11 cm parton (kanyarulat belső ívén) 16 cm parton (kanyarulat belső ívén)	á.k.t.	2D
Makaske et al. (2002)	Columbia (CAN, British Columbia)	1994	-	275	80	max. 0,47 cm parton	ü.cs.	2D
Nanson (1980)	Beaton River (CAN, British Columbia)	1976 aug. (két áradás)	-	-	-	40-60 cm parton 0,8 cm mögöttes területeken	á.k.t.	2D
Gomez et al. (1998)	Waipaoa River (NZ)	1996 márc.	30690	2284	7 h	10 cm	á.k.t.	1D
Dezseo et al. (2000)	Mapire (Venezuela) Alsó-Caura (Ven.) Középső-Caura Felső-Caura Orinoco (Venezuela)	1995 máj.-dec. 1995 máj.-okt. 1995 ápr.-máj. 1995 nov.-dec. 1995 máj.-okt	-	-	-	2,29±1,51 kg/ m ² 1,45±1,08 kg/ m ² 7,19±4,03 kg/ m ² 25,94±10,72 kg/ m ² 73,6±15,6 kg/ m ²	ü.cs.	1D

4.1. táblázat: Árvízi események akkumulációs hatásának vizsgálata hazánkban és a nemzetközi szakirodalomban (á.k.t. = áradást követő térképezés; e.c. = eróziós cövek; GPR = talajradar; m.j. = mesterséges jelzőréteg; RS = távérzékelés; ü.cs. = üledécsapda; ü.h.m. = üledékhozam számítás alkalmazása; 1D = az ártérnek egy-egy kitüntetett pontján adták meg a feltöltődés mértékét; 2D = keresztszelvény(ek) mentén történt vizsgálat; 3D = ártér egy részére vonatkozó számítás/beclsés).

vándorló sorozatát. Ez többek között megegyezik Middelkoop és Asselmann (1998) Rajnán tett megfigyeléseivel, ahol kutatási eredményeik szerint a folyóval párhuzamos irányban haladva változó a homok-felhalmozódás mennyisége folyóhátakon, sőt az ártéri üledék-felhalmozódás folyásirányban csökkenő gradiensét is megfigyelték néhány területen. A kisminta kísérletek rávilágítottak arra is, hogy árvizek alkalmával erős keveredési zóna alakul ki a meder-ártér határfelületen és az ártér mögöttes részeire csupán töredéke jut el a vízfolyás által szállított üledéknek. Magasabb árvízi elöntés az üledékek nagyobb távolságra történő eljuttatását eredményezi. Meanderező vízfolyások esetében teljesen eltérő mintázatot figyeltek meg. A felhalmozódás nem csupán a meder peremi részeken volt jelentős, hanem kiterjedt az elöntött terület kanyarulatok közé eső részére is. A dűnék sorozata itt változatos ártéri áramlási irányokat mutatott, ugyanis a kanyarulatok csúcsa felé haladva az áramlást oldalirányú komponens módosítja. Maximális üledék-felhalmozódás nem a kanyarulati tetőpontjában, hanem attól folyásirányban lentebb volt megfigyelhető, a belső íven.

Természetes vízfolyások esetében is megfigyelték, hogy áradáskor az akkumulációs terület kiterjedését az ártér szélessége, a meder kanyargóssága, helyzetének és alakrajzának megváltozása, valamint bevágódásának mértéke határozta meg (Miller et al. 1999, Hudson és Heitmuller 2003). Hasonló jelenségeket a kisminta kísérletek mellett már nagyobb vízfolyások esetében is kimutattak, azaz a kanyarulatok konvex oldalán elhelyezkedő területeken a legjelentősebb az üledék-felhalmozódás mértéke (Steiger és Gurnell 2003).

A kisminta kísérletek során, szabályozott körülmények között megfigyelt akkumuláció alapját a különböző áramlási típusok adták. Ugyanis amíg a durvább üledékek fenékhordalékként (1) szállítódnak és a mederhez közel rakódnak le (Middelkoop és Asselman 1998, Gomez et al. 1998), addig a homokos üledékeknek kisebb hányada lebegtetett üledékként, advektív módon (2) jut el távolabbi területekig (Pizzuto 1987), ami esetenként jelentősebb mértékű is lehet (Gomez et al. 1998). Az oldalirányú turbulens diffúz áramlás (3) mértékét a koncentrációs gradiens, azaz közvetve a meder és az ártér jellemzői határozzák meg (Mariott 1992). A meder és az ártér határfelületén árvizek alkalmával ugyanis intenzív örvényesség figyelhető meg, ami a mély és gyorsabb áramlású meder, valamint a sekélyebb, lassabb áramlású ártér sebességkülönbségéből adódik (Pizzuto 1987, Nicholas és Walling 1995, Mariott 1992, Ten Brinke et al. 1998, Wyzga 1999, Lóczy 2001). Az itt fellépő hirtelen sebességcsökkenést az árvízi áramlásmérések tapasztalatai is jól mutatják (Zelei és Sziebert 2003). Mivel a mélyebb áramlások alkalmasabbak a lebegtetett üledékek szállításra, így a mederben nagyobb lebegtetett hordalék koncentráció lesz jellemző. Ilyen körülmények között a lebegtetve szállított hordalék az ártér irányába diffúzionál és egy része ott kiülededik (Pizzuto 1987). Az üledék-lerakódás mértékének exponenciális jellegű csökkenése a parttól távolodva ennek a folyamatnak az ideális mintázata, amit több nagyobb vízfolyás esetében is leírtak (Borsy 1972, Kesel et al. 1974, Pizzuto 1987, Asselmann 1995, Middelkoop és Asselmann 1998, Simm és Walling 1998, Steiger et al. 2001, Kiss T. et al. 2002, Makaske et al. 2002, Aldrin 2004, Sándor és Kiss 2007). Természetes eredetű, miniatűr (9 méter széles) ártéren a gyakorlatban is megfigyelték, hogy az áradások alkalmával lerakott üledékszempcek átlagos átmérője is exponenciálisan csökken a medertől távolodva (Hughes és Lewin 1982), de hasonló megfigyelések más nagyobb vízfolyások áradásai esetében is történtek már (Kesel et al. 1974, Walling et al. 1997, Zhao et al. 1999, Walling et al. 2003). Az üledék mennyiségének és átlagos szemcseátmérőjének hirtelen lecsökkenése általában a medert övező 20-40 méteres sávban jellemző (Mariott 1992, Walling et al. 1997, Zhao et al. 1999, Steiger et al. 2001), de Hudson és Heitmuller (2003) megfigyelése szerint folyóhátak esetében azok magassága 80, míg átlagos szemcseátmérője 60 méter széles sávban csökken le jelentős mértékben. Az iszap és agyag frakció mennyiségi és minőségi paraméterei több esetben eltérően változtak, előbbi szemcseátmérője polinomiálisan (Zhao et al. 1998), utóbbi mennyisége pedig lineárisan csökkent (Walling et al. 2003). Az üledékek osztályozottságának

változásával kapcsolatban is születtek eltérő eredmények. Egyértelmű csökkenést csupán Hughes és Lewin (Hughes és Lewin 1982), valamint Wyzga a Visztula esetében (Wyzga 1999) mutatott ki, míg az angliai Devon (UK), a lengyel Skawinka és Skawa folyók esetében az osztályozottság csökkenő trendje nem volt egyértelmű (Simm és Walling 1998, Wyzga 1999), sőt azzal ellentétes folyamatokat is leírtak (Nanson 1980). Azokon a területeken, ahol a mederben és az ártéren megfigyelhető áramlás iránya egymással szöget zár be, konvektív szállítás (4) alakul ki, a meder két oldalán aszimmetrikus felhalmozódást eredményezve. Az áramlás sebességének vektora ugyanis megváltozik, másodlagos helikoidális áramlatok alakulnak ki keresztirányban. Ahogy növekszik a vízhozam, úgy nő ezeknek az áramlásoknak a mértéke és ezzel megegyezően növekszik az üledékszállítás a konvex part irányába (Mariott 1992). A homokos üledékek esetében a szállításnak ezt a típusát tartották legfontosabbnak a Rajna egy áradása során (Ten Brinke et al. 1998), míg mások megfigyelései szerint a folyó két ágának több hullámtéri öblözetében mind a diffúzív, mind a konvektív folyamatoknak fontos szerep jut (Middelkoop és Asselman 1998).

A fenti szállítási módok hatását a domborzat és az egyes felszínformák mozaikja tovább módosíthatja (Asselman 1995, Nicholas és Walling 1997). Azáltal, hogy ezek az ártéren megfigyelhető áramlási irányokat és az elöntés időtartamát, valamint a vegetáció összetételét befolyásolják. Mélyebb fekvésű területeken és az aktív mederrel kapcsolatban álló mederrészletekben környezetüknél akár 50-100 %-kal is nagyobb mértékű akkumuláció is mérhető (Middelkoop és Asselman 1998). A Duna nagytérenyi hullámterén a durvább frakciónak, környezetéhez képest magasabb részarányát figyelték meg egy az aktív medertől távoli holt mederben (Szalai et al. 2005). Az ártéri medermaradványok kétféleképpen befolyásolják az akkumulációt: (1) amennyiben kapcsolatban vannak az aktív mederrel, az üledék bennük szállítódik és az a medermaradványban, illetve környezetének alacsonyabban fekvő területein rakódik le alacsonyabb vízhozam esetén, illetve (2) nagyobb áradás esetén a mederrészletek reaktiválódnak, bennük az áramlás gyors, ami erodálhatja felszínüket, anyagukat a partokon lerakva (Middelkoop és Asselman 1998). Ezért, magában a holtágban történő akkumuláció szempontjából a kisebb vízhozamú árvizek tűnnek hatékonyabbnak (Asselman 1999b).

A hullámtéren található műtárgyak közül a nyári gátak jelentősen módosíthatják az akkumuláció mintázatát, ugyanis hatásukra a medertől távolodva nem exponenciálisan csökkenő üledékvastagságot figyeltek meg (Middelkoop és Asselman 1998). A nyári gátak csökkentik az áramlás sebességét az ártéren, és csupán a vízoszlop felső részében található finomabb frakció jut be a nyári gátakkal védett területekre. Ezen túlmenően mérséklük, az üledékek ártérre történő szállításának időtartamát, de nem csak a beáramlást, a víznek a távozását is gátolják, ami hatékonyabb üledékképződéssel jár, az állóvízi környezetből történő kiülepedésnek köszönhetően (Middelkoop és Asselman 1998, Miller et al. 1999, Nagy et al. 2001). Tehát a nyári gátakkal védett öblözetek esetében a nagyobb vízhozamú áradások bírnak jelentősebb szereppel (Asselman 1999b). Az ártereket keresztező vasúti és közúti töltések előterében – azok áramlást módosító hatásának köszönhetően – magasabb lehet az akkumuláció mértéke, mint a folyásiránnyal ellentétes oldalukon (Brown 1983, Mansikkaniemi 1985). Hidak hullámtereken található pillérei is megváltoztatják a helyi sebességi és örvénylési viszonyokat, ami lokális erózióhoz, illetve akkumulációhoz vezethet (Brown 1983). A mederrel összeköttetésben levő csatornákra, árkokra is fokozott üledékképződés lehet a jellemző (Nicholas és Walling 1997, Simm és Walling 1998). Egyes megfigyelések szerint a mederben található sarkantyúk és kőrakatok szétforgácsolják az áramlások energiáját, ezzel csökkentve az ártérre kerülő homok üledékek mennyiségét (Ten Brinke et al. 1998).

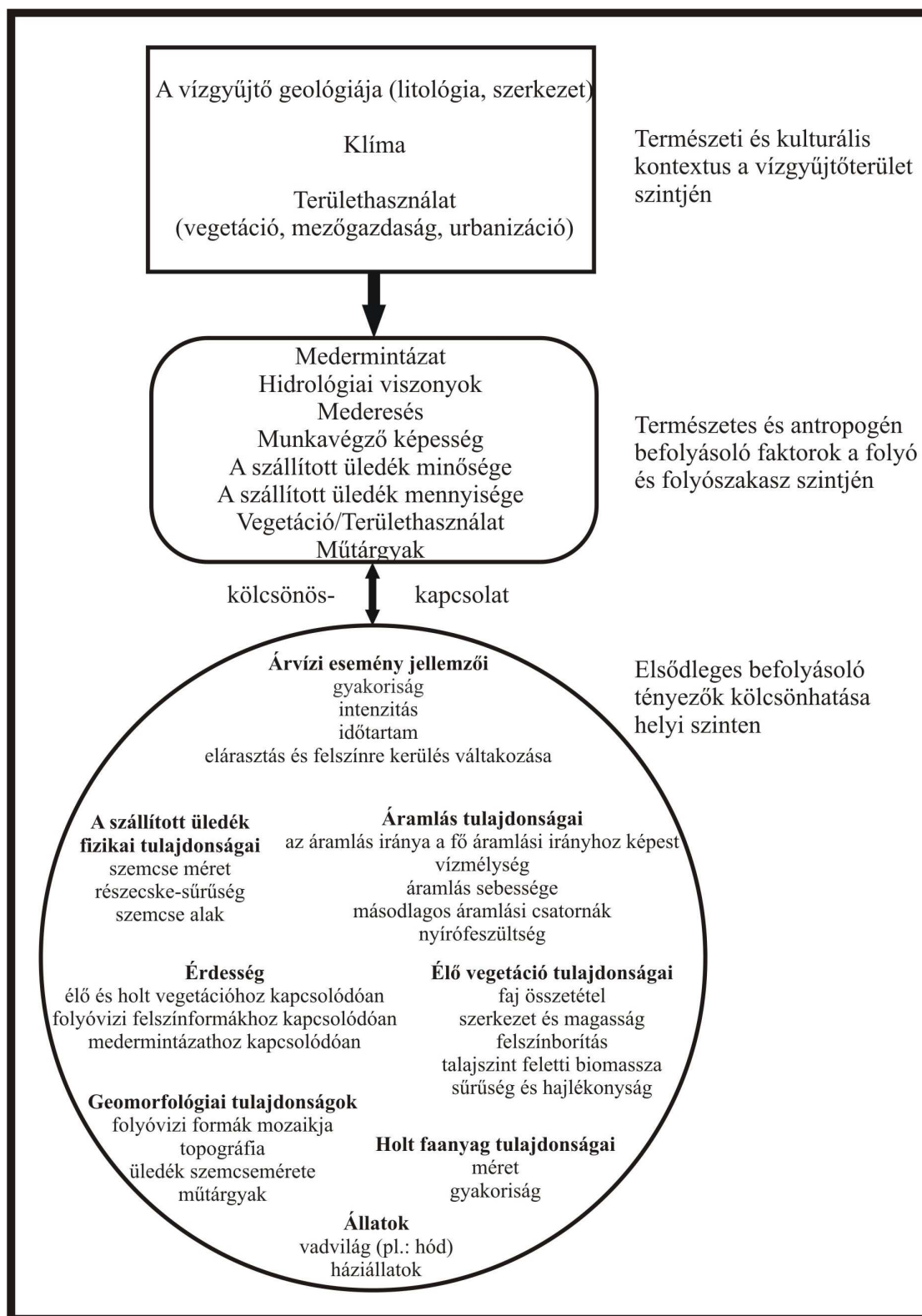
A hullámtér domborzatán kívül jelentős szerepe lehet a növényeknek is, a hidraulikus érdességen keresztül (lásd 3.2.3 fejezet). A sűrű növényzet hatására jelentős mennyiségű

üledék halmozódhat fel a partok közelében akár egyetlen áradás alkalmával is (Borsy 1972). A Szamos 1970. évi áradása során végzett vizsgálatok szerint a sűrű bokrok, vagy egymáshoz közel álló fák mögött kedvező feltételek alakultak ki akár 10-30 méter hosszúságú akkumulációs formák kialakulásához (Borsy 1972). Hasonló pozitív felszínformákat írtak le a Carson folyó egy áradása esetében, a medret övező 50 méteres sávban. Kidőlt fák és más akadályok áramlással ellentétes oldalán ezek akár 1-2 méteres magasságot is elértek, míg az áramlás felőli oldalukon jelentős alámosás volt megfigyelhető (Miller et al. 1999). Az Ohio áradását követően kékperje csomók mögött néhány négyzetméteren akár 4 cm vastagságú, homokos anyagú képződményeket írtak le a meder közelében. A szarvasmarhákkal legeltetett túlsó parton ezzel ellentétben nem képződtek hasonló akkumulációs formák (Brown 1983). Töltések előterének árvízi áramlásmérések során megfigyelt eltérő áramlási viszonyai (Zellei 2006; Sándor és Kiss 2007) – nincs az áramlás térbe benyúló vegetáció – szintén jelentősen befolyásolhatja a hullámtérnek ezen a területén megfigyelhető üledék-felhalmozódást. A Garonne folyó több áradása esetében megfigyelték, hogy a növényborítással szignifikánsan változik (lágyszárúak – bokrok – ártéri erdő – nyaras ültetvény sorrendben csökkent) a lerakott üledék mennyisége (Steiger – Gurnell 2003). Véleményük szerint ez azzal magyarázható, hogy a nyaras ültetvények helyezkednek el általában a legmagasabb ártéri területeken. Hazai folyókon végzett vizsgálatok szerint a hullámtéri puhafa ligetek hasonlóan kis szerepet játszanak a finomabb üledék kiszűrésében (Szalai et al. 2005). Az üledék-felhalmozódás mennyisége inkább korrelál a hidrológiai változókcal és a terület topográfiájával, mint a területhasználattal és vegetációval (Steiger et al. 2001, Jeffries et al. 2003). Ezt támasztják alá Finnországban végzett vizsgálatok is, amelyek nem mutattak ki jelentős eltérést fűvel, illetve tarlóval borított és beszántott területeken észlelt felhalmozódások között (Mansikkaniemi 1985). Más kutatások szerint a folyótól való távolság és a vegetáció szerepe volt meghatározó az üledékképződés mértékében és a lerakott üledékek minőségében (Miller et al. 1999).

A növényzet ellenállásának mértéke miatt fontos az áradás időszaka, az elöntés hossza, nagysága, illetve a víznek egy adott pontban megfigyelhető vízszint ingadozása. A Mississippi és a Sewern esetében vizsgált több árvízi esemény alapján az elöntés hosszának fontosságát a vízhozam elé helyezik (Steiger et al. 2001, Benedetti 2003). Míg a nagyobb árvizek a durvább szemű homokos üledékek lerakódásának kedveznek, a kisebb, lassan visszahúzódó elöntések a finomabb iszapos, agyagos üledékek felhalmozódását eredményezik leginkább (Asselman és Middelkoop 1998, Benedetti 2003). A lebegtetett üledék mennyisége és annak időbeli változása is fontos, hiszen meghatározza az adott időpontban elöntött területekre szállítható üledék mennyiségét (Gomez et al. 1995, Walling et al. 1996, Benedetti 2003).

Holland kutatóknak a Waal folyó egy hullámtéri szakaszának rehabilitációját követően végzett kutatásai (Geerling et al. 2008) az akkumulációt befolyásoló több tényező fontosságára is rávilágítottak. Eredményeik szerint az 1988-ban 21 hektáron, két méter vastagságban kitermelt hullámtéri üledék 16 év alatt újra lerakódott a folyó hullámtérén, ami elsősorban a folyóhát-képződés formájában megmutatkozott domináns függőleges felmagasodási folyamatoknak volt köszönhető. Az akkumuláció 41 %-a két jelentős árvízi eseményhez volt köthető. Az üledék-felhalmozódás térbeli különbségeit pedig egyértelműen befolyásolták a terület eltérő szukcessziós folyamatai, illetve a növényzeti foltok diverzitása, eltérő áramlási irányokat és áramlási sebességet, ezáltal pedig jellegzetes akkumulációs mintázatot kialakítva. Másfél évtizeddel a kiindulási állapot után az átlagos áramlási sebesség 14 %-kal alacsonyabb lett, valamint a nagyvízi meder vízhozam kapacitása is romlott a kiindulási állapothoz képest.

A fentiek alapján megállapítható, hogy az áradások során lerakott üledék mennyiségét igen sok tényező befolyásolja. Ezek három különböző méretarányba sorolhatóak aszerint,



4.5. ábra: Az ártéri akkumulációt befolyásoló, különböző léptékű tényezők rendszere (módosítva Steiger et al. 2005. ábrája nyomán). Az egyes paraméterek a kisebb lépték felé haladva időben egyre gyorsabban változnak. Helyi szinten már két különböző áradás alkalmával is jelentős különbségek mutakozhatnak meg.

hogy (1) a vízgyűjtő terület, (2) a vízfolyás szintjén, vagy (3) helyi szinten fejtik ki hatásukat. Ezek a paraméterek folyamatosan változnak, hatásuk is eltérő mértékű, így tehát minden egyes áradást, illetve annak akkumulációs hatását (még azonos vízfolyás és azonos mintaterület esetében is) külön individuumnak kell tekinteni. Ezeknek az időben és térben változó, ártéri akkumulációt befolyásoló tényezőknek a rendszerét mutatja be a 4.5. ábra. Mivel láttuk, hogy a kutatók különböző álláspontot képviselnek az akkumulációt befolyásoló tényezők fontosságával kapcsolatban, és rövidtávú vizsgálatoknál azonos vízfolyás azonos mintaterületének kiválasztásával a fenti tényezők változatossága csökkenthető. Céлом az volt, hogy a Maros néhány jellegzetes hullámtéri szakaszán megfigyelhető feltöltődését több árvízi esemény kapcsán vizsgáljam ugyanazokkal a módszerekkel, így meghatározva a Maros vizsgált szakasza esetében legfontosabbnak mondható tényezőket.

4.2 A vizsgált árvizes időszakok jellemzői

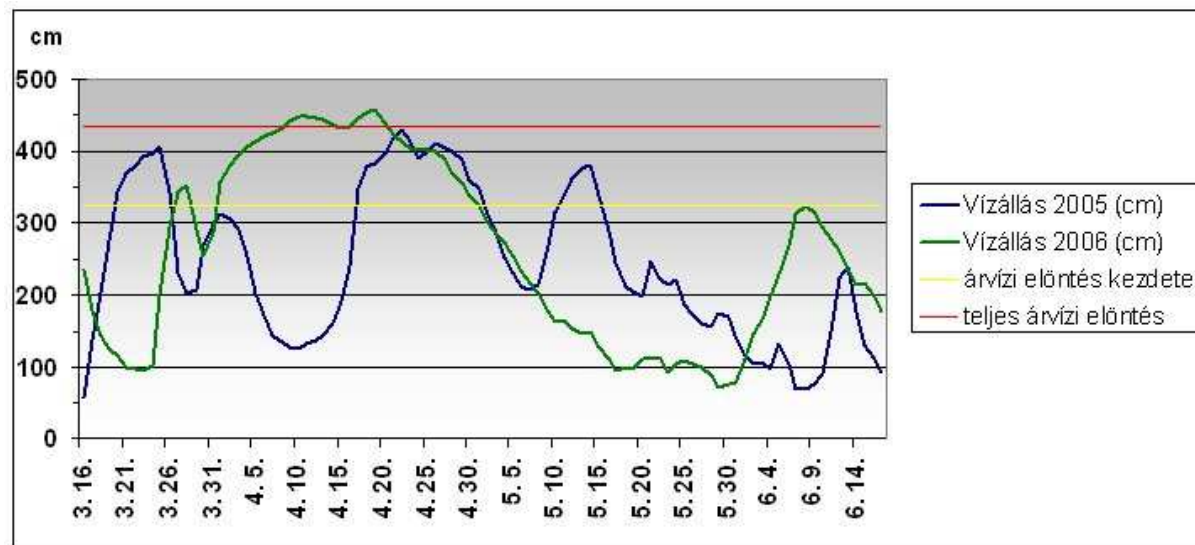
A Maros 2005. és 2006. évi áradásai kapcsán végzett vizsgálataimhoz alkalmasnak a Maros hullámtérének apátfalvi és vetyeháti öblözete bizonyult (indoklását lásd a 4.3 fejezetben).

Az első mintaterülethez legközelebb (200 méterre) az apátfalvi vízmérce (32,2 fkm.) található, ahonnan óránkénti gyakorisággal áll rendelkezésre vízállás adatok. Így értelemszerűen a makói vízmérce adatai helyett ez került felhasználásra. A vetyeháti mintaterületen a 2005. és 2006. évi árvízi elöntések hosszát a deszk–fehértói gátórháznál (7,9 fkm) található vízmérce gátór naplóban található vízállás adatai alapján számoltam ki, mivel a makói vízállás adatok nem minden esetben biztosítanak kellő pontosságot, a Tisza vízállást befolyásoló hatásának köszönhetően, mint azt a 2.3 fejezetben már ismertettem. A deszki szelvényben a vízmérce rendszeres leolvasását azonban csak árvízi időszakban végzik, a Tisza szegedi és a Maros makói vízmércéinek (mint mértékadó vízmércék) adatai alapján. Ebből ered az, hogy a deszki adatsor nem minden esetben folytonos, valamint az általam meghatározott elöntés hossza sem esik pontosan egybe a rendelkezésre álló adatsor hosszával.

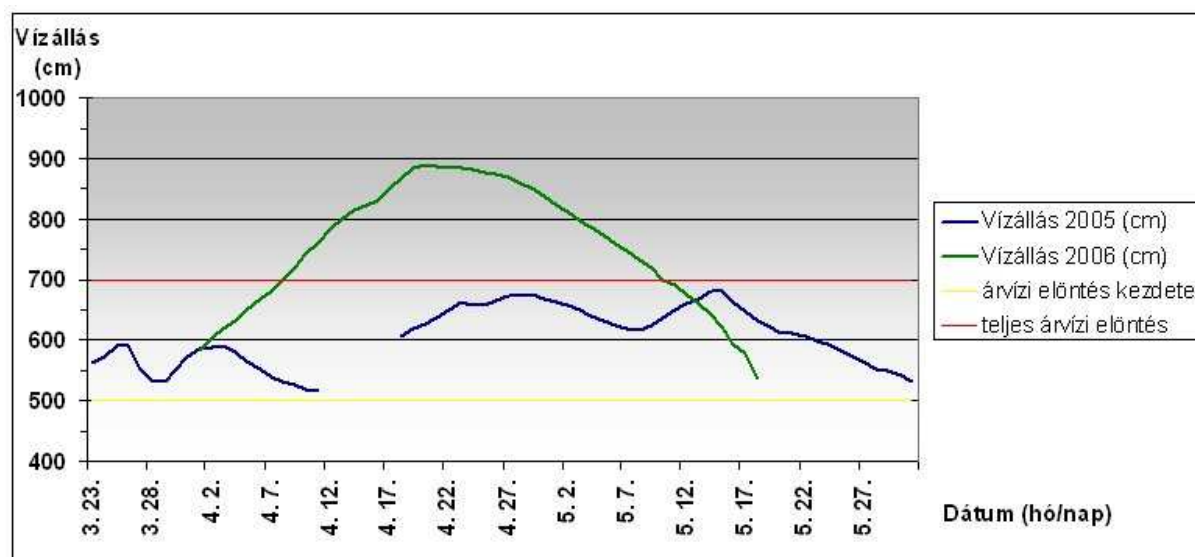
A vizsgált 2005-ös áradás során, Apátfalván a Maros vízjárásának megfelelően három rövidebb áradás vonult le gyorsan egymás után (4.6.A ábra). Az árvízi elöntés a Vetyeháton viszont igen tartósnak (két hónapnál hosszabbnak) bizonyult a Tisza visszaduzzasztó hatásának köszönhetően (4.6.B ábra). A vizsgált öblözetek 2005-ben nem kerültek teljes mértékben elöntés alá (4.2. táblázat), Apátfalvánál a 85 méternél magasabb összefüggő felszíni rész, míg a Vetyehát esetében kisebb szigetszerű területek szárazon maradtak. Az ATIKÖVIZIG szakemberei a 2005. évi áradások során mindössze két alkalommal mérték a Maros hordalékhozamát a makói szelvényben, azonban mindkét mérés az áradások közötti alacsonyabb vízállással jellemezhető időszakban készült. Ennek megfelelően a hordalékhozamok sem produkáltak jelentős értékeket (96,3 április 12-én, ill. 182,5 kg/s május 10-én), a hordaléktöménység is inkább átlag alatti volt (lásd 2.3 fejezet), 267-269 g/ m³. A hordalék átlagos szemcsemérete pedig a jelentősen eltérő vízhozam ellenére is azonosnak bizonyult ($d_{\text{atl}} = 0,035$ mm – igen finom homok).

A 2006-os árvíz Apátfalvánál hosszabb, míg a Vetyeháton rövidebb ideig tartott. Apátfalvánál egy rövid, két napos részleges elöntést követően, néhány nap szünet után, egy hónapra ismételten kilépett a víz a hullámtérre, amikor közel tíz napig teljes mértékben elárasztotta azt. A vetyeháti mintaterület teljes felszínét több mint egy hónapon keresztül öntötte el a Maros. Áradása megelőzte a Tiszaét, később a Maros Tiszáról történő áradását lehetett itt megfigyelni. A 2006. évi áradás esetében a hordalékmérések az árvíz felszálló ágában, a tetőzést 9 nappal megelőzően kezdődtek el Makónál és napi rendszerességgel folytak egészen az áradás lefolyásáig (4.6.C ábra). A mintavételezés azonban ekkor sem a teljes nagyvízi mederből, hanem csak a főmederből történt. A mérési adatok szerint az április

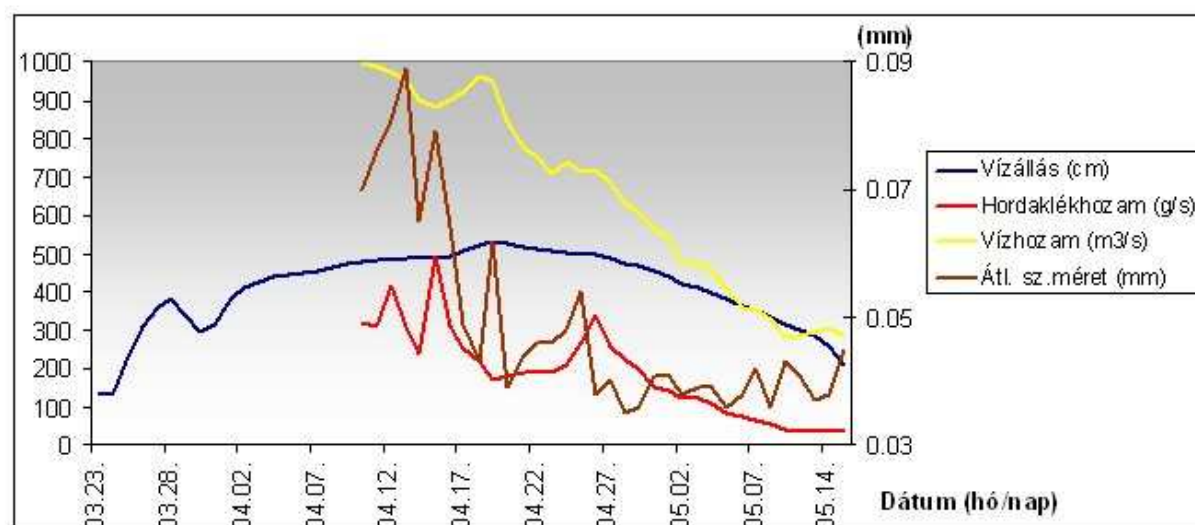
A



B



C



4.6. ábra: A Maros 2005. és 2006. évi áradásainak vízállás görbéi Apátfalvánál (A) és a deszk-fehértói szelvényben (B), valamint az ATIKÖVIZIG Makónál végzett lebegtetett hordalék mérésének eredményei (C)

10-i maximális vízhozamot április 13-án a főmederben szállított hordalék átlagos szemcseméretének maximuma ($d_{at} = 0,089$ mm – finom homok), majd 5 nappal később a hordalékhozam maximuma követte (495,3 kg/s), míg a vízállás tetőzését 4 nappal azt követően (ápr. 19.) regisztrálták. A mért maximális középtöménység (561 g/m^3) valamelyest átlag felettinek bizonyult, de leggyakrabban az átlag körül mozog. A főmederben szállított szemcsék átlagos mérete a hordalékhozam első alkalommal történt megemelkedésekor volt a legnagyobb (0,089 mm), nem pedig annak maximuma idején. A szemcseméret magas értéke a kezdeti jelentős ingadozást követően 0,045 - 0,035 mm között stabilizálódott az áradás leszálló ágában.

Év	Vízmérce helye (fkm)	Vízmérce „0” pontjának magassága (m.B.f.)	Vízmérce neve	NV (cm)	NQ, Makó (m^3/s)	Árvízi előntés időtartama (h)	Teljes árvízi előntés időtartama (h)
2005	32,2	81,15	Apátfalva	408	928	154	0
				433		361	0
				382		114	0
	7,9	75,5	Deszk	682		> 1656	0
2006	32,2	81,15	Apátfalva	354	991	47	0
				460		795	232
	7,9	75,5	Deszk	891		> 1128	792

4.2. táblázat: A vizsgált árvízi események főbb adatai (teljes árvízi előntés = amikor a hullámtér legmagasabb pontjait is elönti a víz)

4.3 Vizsgálati módszerek

Az áradások levonulása után mértem meg a hullámtéren lerakott üledékek vastagságát. A vizsgált időszakokban az apátfalvi szakaszon az áradások gyors egymásután történt levonulása egy különálló árvízi esemény akkumulációs vizsgálatát nem tette lehetővé. A mintavételezés során az előző évi avarrétegre lerakódott friss üledék vastagságát annak eltérő színe, szerkezete alapján határoztuk meg. A talajfelszínre újonnan lerakott hordalékra az áradás visszahúzódása utáni hetekben bioturbáció még nem, vagy csak alig volt jellemző. A kiválasztott két mintaterületen nem folytatnak intenzív mezőgazdasági művelést és a nagy kiterjedésű erdős-cserjés vegetációnak köszönhetően szinte mindenütt biztosított volt az avarréteg megjelenése. A két másik öblözetben (Csordajárás és Zugoly) ezek a feltételek nem teljesültek, ezért ott ilyen vizsgálatokat a Zugolyban tett 2005. évi próbálkozásomat követően nem végeztem. Ekkor ott, a frissen lerakott üledék vastagságának mérésére sor került néhány pontban (így például közvetlenül a folyó partján 20 cm, míg a medret övező magasabb folyóhíati térszínen 2 cm, az egykori meder üledékretegét feltárt 2003-as fúrás helyszínén pedig 1,5 cm vastagságban lerakódott üledéket jegyeztem fel, de a nagyobb kiterjedésű, összefüggő térképezés feltételei kedvezőtlennek bizonyultak).

Az üledékvastagság mérésére a medertől távolodva, keresztshelvények mentén került sor. A folyóhoz közelebb eső szakaszokon sűrítve a mintavételi pontokat, mivel az irodalmi adatok alapján az aktív medertől távolodva exponenciálisan csökkenő változásra lehetett számítani. Az egyes mintavételi pontokban három alkalommal, milliméteres pontossággal megmért üledékvastagsági adatok átlagát használtam fel, kerülve a mikrotopográfia hatásából eredő hibákat. Az egyes mintavételi pontok helyzetét GPS segítségével rögzítettem (ahol azt a dús vegetáció lehetővé tette). Az apátfalvi öblözetben 2005 folyamán három (AP1, AP3 és

AP4), majd az ekkor tapasztaltak alapján 2006-ban további két szelvény (AP1-5) mentén végeztem el a friss üledékek vizsgálatát (2.9. ábra). A Vetyehát jobb parti részén tizenkét (Vj), bal partján hat (Vb) egymástól 250-500 m-es távolságra lévő keresztshelvény mentén végeztem el a felmérést 2005-ben (2.12. ábra). A Vb1-es shelvényben a folytonos mintavételt azonban akadályozta egy bolygatott felszínű friss irtásterület. 2006-ban, az előző évi tapasztalatok alapján, az aktív meder mentén további rövid (20 méter hosszú) vizsgálati szakaszok kerültek beiktatásra. A korábbi évhez hasonló elhelyezkedésű shelvények mentén történő mintavételre törekedtem 2006-ban is, kisebb eltérések azonban minden igyekezetem ellenére is adódtak (Vj7 és Vj8 ill. Vb6 shelvények esetében). A fentieknek köszönhetően a vizsgált területek nagysága 2005 és 2006-ban némileg eltérő volt, Vetyeháton 2005-ben 3,00 km², míg 2006-ban 3,54 km², Apátfalván pedig sorrendben 0,16 km² és 0,31 km².

Minden egyes mintavételi pontban rögzítettem a növényzet jellemző típusát, hogy a továbbiakban azok akkumulációra gyakorolt esetleges hatása számszerűsíthető legyen. A mintavétel során a következő vegetációs típusok kerültek megállapításra: sűrű cserjeszintű erdő, gyér cserjeszintű erdő, gyalogakác, hamvas szeder, lágyszárú növényzet. A további elemzés során azonban figyelmen kívül hagytam azt a néhány pontot, ahol a morfológia jelentősen befolyásolta az üledékképződés mértékét (kubikgödrök, csatornák, egykori meander partja). Statisztikai elemzés szempontjából elegendő számú adat a vetyeháti mintaterületen állt rendelkezésre, ott is csupán a két erdő típus (sűrű ill. gyér cserjeszintű) esetében (125 ill. 202 db 2005-ben; 185 ill. 249 db 2006-ban). Így a továbbiakban ezek elemzésére került sor Kolmogorov–Smirnov-teszt segítségével.

A szemcseösszetétel vizsgálata érdekében Apátfalvánál az öblözet középávonálában található AP3 keresztshelvény mentén kerültek minták begyűjtésre a folyó által frissen lerakott anyagból laboratóriumi vizsgálatok céljára. A vetyeháti mintaterületen pedig, a jobb part Vj1-es shelvényéből (a folyó egyenes szakasza mentén), valamint a bal parton (inflexiós pont közelében) található Vb6-os shelvényből. Emellett néhány kitüntetett pontban (egykori kanyarulat, kubikgödör, sziget) történt még mintavétel. Megfelelő mennyiségű üledékminták gyűjtése 0,3 mm-es vastagság alatt már nem volt megoldható. A begyűjtött hordalék szemcseösszetételének meghatározása Köhn-féle iszapolással és száraz szitálással történt.

Az adatok feldolgozása során Surfer8 és Statgraphics 5.1 szoftvereket alkalmaztam. A felvételezett üledékvastagsági adatok, illetve a számított hiba értékek között az interpoláció a minimális görbület (Minimum Curvature) módszerével történt. Ez a földtudományokban gyakran alkalmazott (Smith és Wessel 1990) nem egzakt interpolációs módszer, amihez minimum négy adatpontra van szükség. Az interpoláció a lehetséges legjobban elsimított felszínt generálja, miközben megpróbálja minél nagyobb mértékben a mért adatokat megközelíteni. Azokon a területeken, ahol nem rendelkezik adatpontokkal képes a mért adatok min./max. értékét meghaladó számokat extrapolálni. Az alkalmazás során generált gridháló csomópontjainak távolságát 5 méterben határoztam meg, mivel ez volt a két mintavételi pont közötti legkisebb távolság és nem tér el jelentősen a szakirodalomban javasolttól. Több kutatás során 10 m-es gridhálót alkalmaztak hasonló kiterjedésű területeken, hasonló mintavételi sűrűség mellett, kríggelést alkalmazva (Asselman és Middelkoop 1995, Middelkoop és Asselman 1998, Aldrin 2004). A mintaterületeken található egykori kanyarulatokat és kubikgödröket, azok üledékvastagságának értékeivel utólagosan illesztettem be a generált felületbe. Ehhez a minimális görbület módszerénél használható, vetőkkel (faults) történő körbehatárolásukat alkalmaztam. Ezáltal a – főként eltérő topográfiájuknak köszönhetően – kitüntetett akkumulációval bíró, jól körülhatárolható felszíninformákon túl, azok Z (üledékvastagság) értékei a szomszédos területekre nem terjednek.

A minimális görbület interpolációs módszerével elkészült üledékvastagság-térkép nem minden esetben illeszkedik kellő pontossággal a mért adatokhoz, ezért az előállított felület

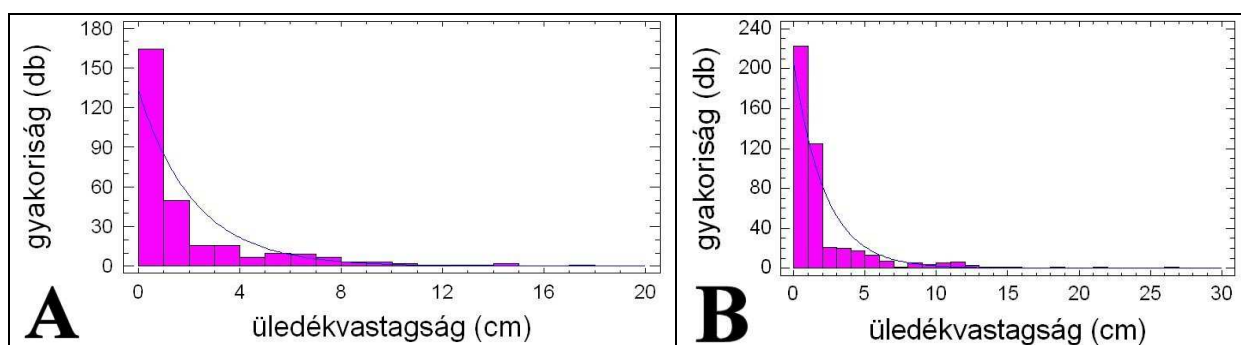
hibája is kiszámításra került és megegyező interpolációs módszerrel abból a hiba elterjedését mutató felület készült. Amennyiben az előállított felületeknek a mintavételi pontokban megfigyelhető átlagos hiba értéke meghaladta a mintavételi hiba értékét (± 1 mm), az üledékréteg-vastagság változásainak becslését hiba csökkentő iteráció eljárásával próbáltam pontosítani (Geiger 2002). A megfelelő mértékű átlagos hiba elérésekor az esetlegesen megfigyelhető extrém és kiugró értékek mérsékléséig folytatva az iterációt.

A módszer eredményeként a mintaterületeken ábrázolhattam az áradások során felhalmozott üledéknek a felvételezett mintavételi pontokra megfelelő pontossággal illeszkedő becsült térbeli eloszlását, valamint annak hibáit. Az elöntések térbeli kiterjedése és a növényzet hatása nincsen, míg a domborzat módosító hatása csupán egy-egy forma esetében van az előállított felületekbe beépítve. Ezekből a változókból eredő eltérések, azonban jelentősebbek lehetnek a megfelelő mértékben lecsökkentett matematikai hibánál.

A mintavétel adatainak és a számított felületeknek a további elemzését egyváltozós statisztikai vizsgálatokkal és egyszerű regresszió analízissel végeztem el.

4.4 Eredmények

A rétegvastagság eloszlása folytonos üledékrétegek esetében geometriai eloszlást mutat (Geiger, szóbeli közlés). Amennyiben ábrázoljuk a vizsgált pontokban 2005-2006 során tapasztalt üledékvastagságok gyakorisági hisztogramját (4.7 ábra), megállapítható, hogy az exponenciális lefutású, tehát a mintavételi eljárás pontosnak tekinthető.



4.7. ábra: A mintavételi pontokban mért üledékvastagság értékek gyakorisági hisztogramja 2005-ben (A) és 2006-ban (B).

4.4.1 Árvízi akkumuláció Apátfalvánál (2005-2006)

A hullámtéren létesített szelvények 2005-ben a magas ártéri rész határáig húzódtak (85 m tszf.), ugyanis a magasabb térszínek nem kerültek elöntés alá, illetve a sekély vízborítás nem eredményezett mérhető üledék-akkumulációt. A hullámtér teljes területét elárasztó 2006-os áradás folyamán a vízoszlop magassága a hullámtér legmagasabban fekvő területein 25 cm volt, az adatrögzítést ezért ott is folytattam. Az öblözet domborzatának megfelelően akkumuláció 2006-ban is csak a folyóparttól 80-190 méterre fekvő sávban volt megfigyelhető, ugyanis a 30 cm-rel magasabb maximális vízállás ellenére a Maros által szállított hordalék 2006-ban csupán 5-10 méterrel jutott távolabbra. Mérhető vastagságú akkumulációt az AP3-as szelvényben, 1 métert meghaladó vízborítás esetén figyeltem meg.

2005-ben a szelvények mentén tapasztalt legjelentősebb felhalmozódás 10,5 cm volt a parton (AP4), 2006-ban pedig az AP3-as szelvényben, szintén a folyópartnál mértem 11 cm-es maximumot. A part többi pontján 3,5-7,5 cm között változott az akkumuláció. Minden szelvényben jellemző volt az üledékvastagság exponenciális jellegű csökkenése a parttól való távolság növekedésével. Az AP2 és AP3-as szelvények üledékvastagsága illeszkedett

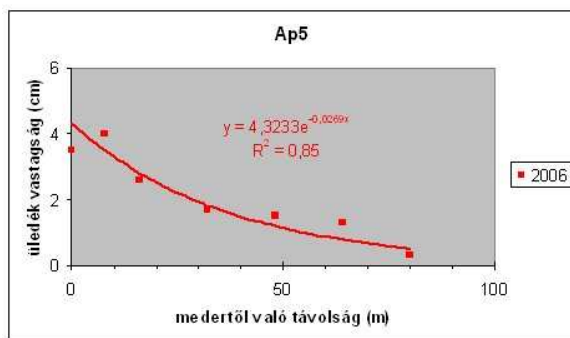
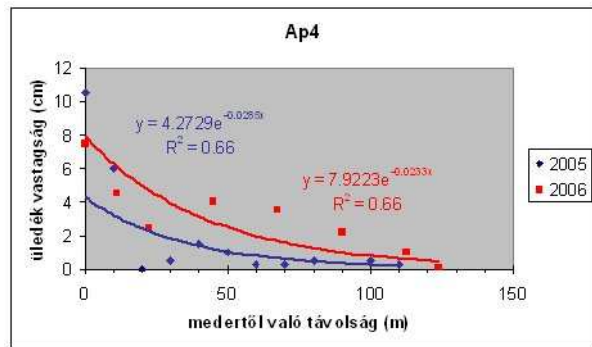
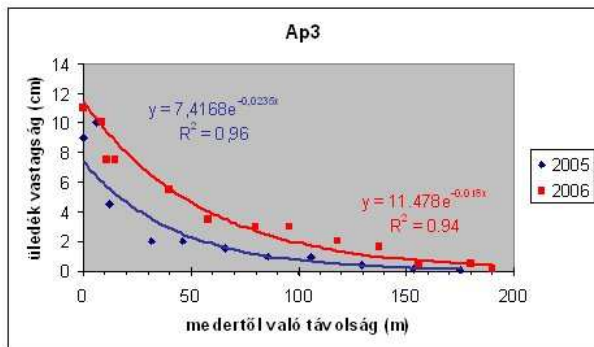
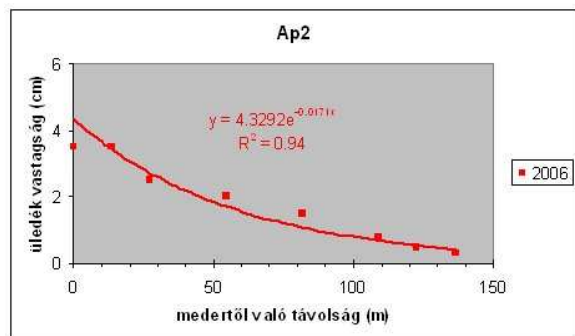
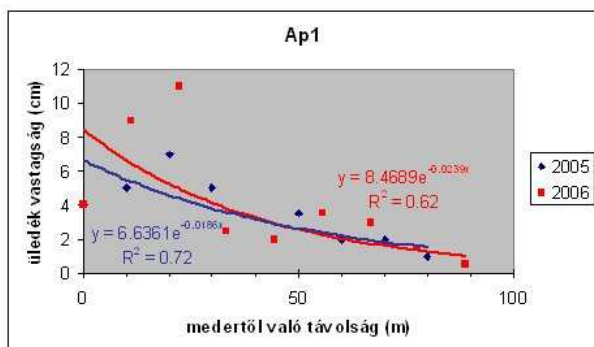
legjobb mértékben ($R^2 > 0,90$) azok exponenciális regressziós görbéjére (4.8 ábra). Domborzati változatosságából eredően az AP1-es és AP4-es szelvényekben a regressziós görbék kisebb pontossággal illeszkedtek a mért adatokra. Ennek oka, hogy az AP1-es szelvény intenzív akkumulációval jellemezhető kubikgödört, míg az AP4-es egy magasabb fekvésű korábbi szigetmagot keresztezett, mely nem, vagy alig került előntés alá, így rajta nem volt megfigyelhető akkumuláció (4.8 ábra). Tehát a vizsgált terület természetes és antropogén felszínformáinak köszönhetően a diffúz áramlásra jellemző kiüledés exponenciális jellegű mintázata módosult. A frissen lerakódott üledék vastagsága mindkét évben a Marostól 20-70 m távolságban a felére csökkent és a szelvényekben a parttól 50-150 m-re érte el az 1,0 cm-es értéket.

Az öblözetben található kubikgödröket nagyobb mértékű akkumuláció jellemezte. Az AP1-es szelvény által keresztezett kubikban a folyóparton tapasztalt, illetve annál némileg vastagabb hordalék halmozódott fel (5-7 cm) 2005-ben, 2006-ban pedig több mint annak kétszerese (9-11 cm). Az AP3-as szelvény mellett 11,5 cm vastagságú felhalmozódást regisztráltam mindkét évben, ami valamivel meghaladja a parton mért értékeket. 2006-ban az AP5 szelvény mellett található kubikgödör 9,7 cm vastag üledékkel töltődött fel a parttól mintegy 20 méterre. Ez az aktív meder közvetlen közelében tapasztalt 3,5-4 cm-es akkumulációnak a kétszeresét meghaladja, a szelvényben azonos távolságra pedig 1,7-2,6 cm között változott az üledékvastagság. A kubikgödrök területén tapasztaltak véleményem szerint a hosszabb előntésnek és az áradás visszahúzódása után fennmaradt, a legfinomabb frakciók kiüledésének is kedvező, állóvízi állapotnak volt tulajdonítható.

		2005			2006			
		Iteráció előtt	Első iteráció	Második iteráció	Iteráció előtt	Első iteráció	Második iteráció	Harmadik iteráció
Mintavételi pontok száma		34	34	34	101	101	101	101
Hiba érték	Minimum (cm)	-0.363	-0.126	-0.125	-0.193	-0.083	-0.034	-0.014
	Maximum (cm)	0.484	0.098	0.013	2.746	1.129	0.468	0.195
	Terjedelem (cm)	0.847	0.223	0.138	2.939	1.211	0.503	0.209
	Átlag (cm)	-0.021	-0.008	-0.004	0.026	0.011	0.003	0.001
	Középérték (cm)	-0.001	-0.002	-0.000	-0.003	-0.001	-0.001	-0.000
	Szórás (cm)	0.151	0.035	0.022	0.283	0.114	0.047	0.020

4.3. táblázat: A hiba értékek statisztikai mutatóinak változása a hibacsökkentő iteráció során, az apátfalvi mintavételi pontokban

A szelvények mentén mért üledékvastagság értékek alapján előállítottam a terület üledékvastagsági térképeit, amelyeknek kiszámítottam az interpolációból eredő hibáit is. Az üledékvastagság első közelítésben becsült felszíne 2005-ben és 2006-ban is 1 mm-nél kisebb átlagos hibával rendelkezett a mintavételi pontokban. Az extrém és kiugró hibaértékek lecsökkentése érdekében 2005-ben kétszeres, míg 2006-ban háromszoros hibacsökkentő iterációt alkalmaztam. A hiba értékek ennek köszönhetően -0,125 és 0,013 cm ill. -0,014 és 0,195 cm között változtak a mintavételi pontokban (4.3. táblázat). A szelvények közötti területre számított hiba értékek 2005-ben -0,388 és 0,128 cm közöttinek adódtak (átlag: -0,005 cm), 2006-ban pedig -0,818 és 0,195 cm között változtak (átlag: -0,073 cm), amit a 4.9.C és 4.9.D ábra is szemléltet. A területre interpolált üledék vastagság és az ahhoz tartozó hiba értékek között statisztikailag szignifikáns kapcsolat volt kimutatható 99 %-os konfidencia szinten. A hiba értékek döntően a 2 cm-nél vastagabb üledékek esetében voltak a mérési hiba határán belül (4.10. ábra). A 2 cm-nél vékonyabb üledékrétegek esetében a nagyobb hiba értékek azzal magyarázhatóak, hogy a szelvények végpontjaitól távolodva az alkalmazott interpolációs módszer adatok hiányában negatív üledék vastagság értékeket

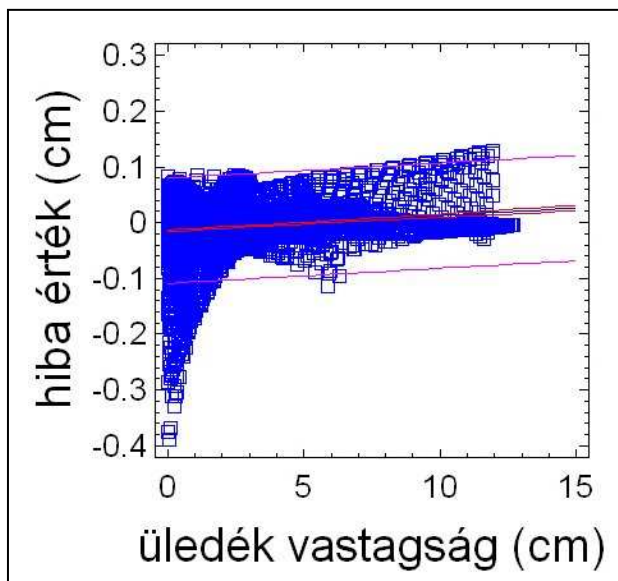


4.8. ábra: Az üledékvastagság változása az apátfalvi szelvényekben 2005 és 2006 során

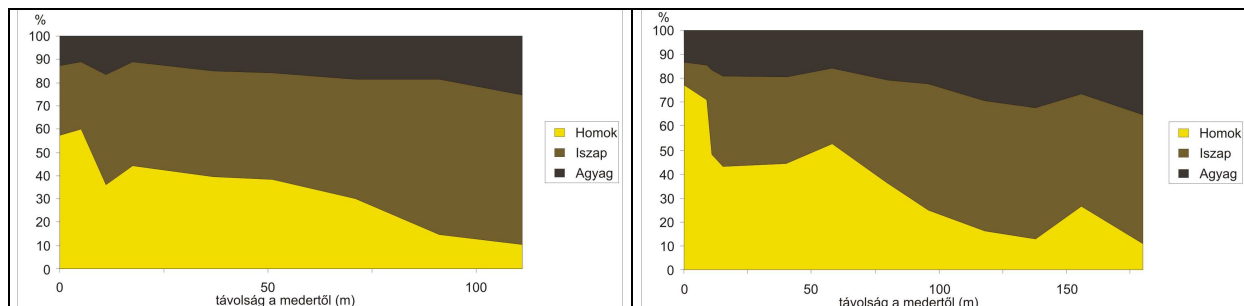
generált. Ezeken a területeken akkumuláció nem volt tapasztalható, az üledék vastagság alsó határát pedig értelemszerűen zero értékben határoztam meg, következésképpen a hiba értékek is nagyobbak a vizsgált területnek ezeken a részein. Azon gridek esetében, melyeknél adataim alapján felhalmozódást becsült a használt módszer, a hiba értéke $\pm 0,2$ cm-en belül változott. A hiba szélsőértékeit az AP5-ös szelvény közelében elhelyezkedő kubikgödör területén és annak környezetében tapasztaltam.

Az előállított üledékvastagság-felszínnek adatai szerint, 2005-ben az apátfalvi öblözet 31 hektáros területének 40,3 %-án átlagosan 3,5 cm (szórás: 3,2 cm) vastagságú üledék rakódott le (4.9.A ábra). 2006-ban (4.9.B ábra), területének 63,3 %-án az átlagos üledék-felhalmozódás az előző évvel megegyező-, 3,5 cm volt (szórás: 3,5 cm). Az öblözet teljes területének 29,5 %-át borította 1,0 cm-nél vastagabb hordalékréteg 2005-ben, ugyanez 2006-ban 44,4 %. A 10 cm-nél nagyobb vastagságú friss hordalékréteg kiterjedése az öblözet 0,3 ill. 6,3 %-a volt a vizsgált években (az eltérés a szelvények számának, így a vizsgált terület nagyságának is köszönhető), ennek jelentős része a kubikgödörökben volt megfigyelhető.

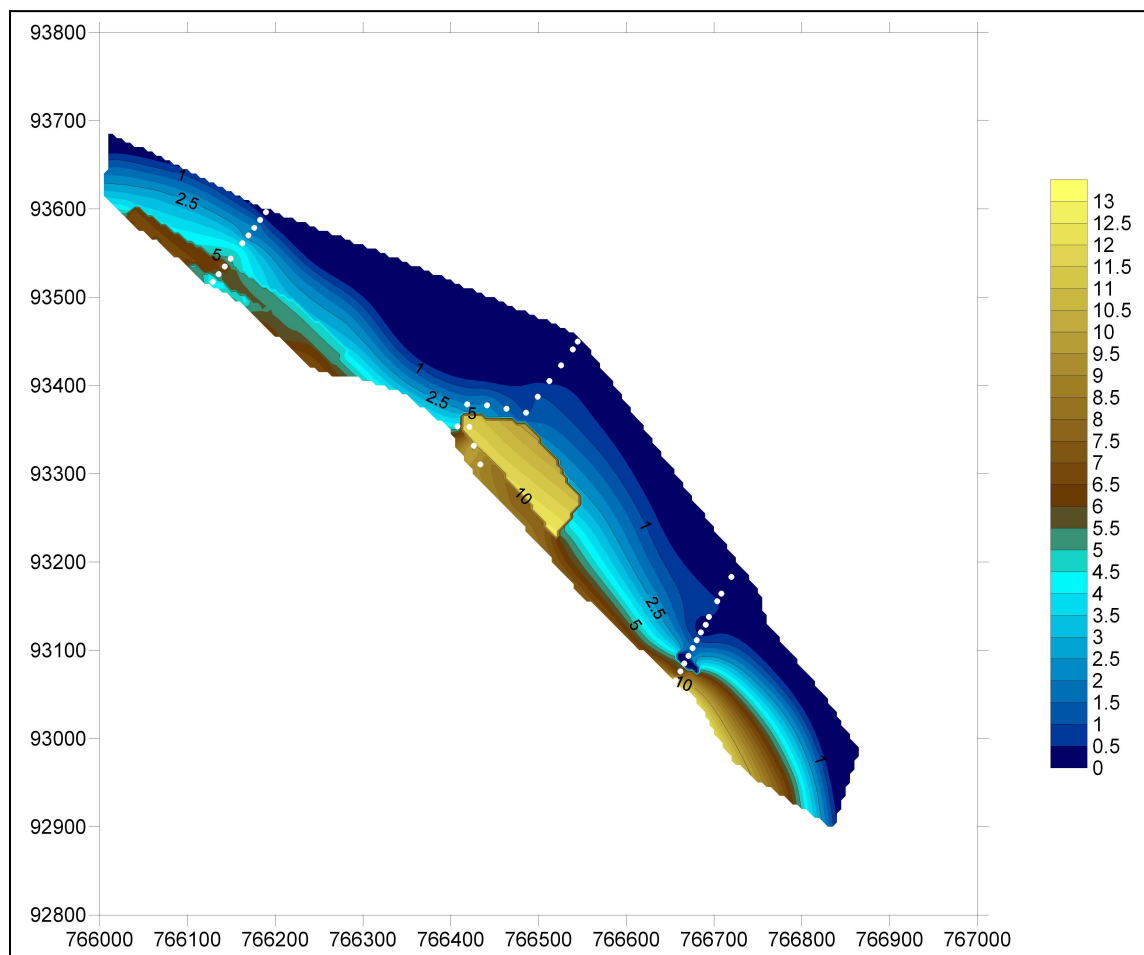
A hordalék vastagsága azonban nem csak a parttól távolodva, de folyásirányban a part mentén is változott. Az öblözet kiszélesedő középső részén mértem a legnagyobb kiterjedésű és a legjelentősebb vastagságú a felhalmozódott anyagot. Az üledékvastagság térkép azt mutatja, hogy mindkét évben a Maros vizsgált szakaszán található szigetekhez képest folyásirányban feljebb (AP3 és AP4 szelvényeken) nagyobb volt a part mentén lerakott hordalék vastagsága, mint azokkal egyvonalon. Ez megegyezik Sipos (2006) megfigyeléseivel, aki ugyanitt, de a mederben, a szigetrendszer felett akkumulációs zóna, folyásirányban lefelé pedig transzportációs, majd egy eróziós zóna kialakulását tapasztalta a mederben. Tehát a mederben megfigyelt feltöltődés a partokon is folytatódik árvizek alkalmával. Magukon a szigetekeken megfigyelhető üledék-felhalmozódás a partokon tapasztaltnak akár a duplája is lehet (a medertárgulat középső részén található sziget egy pontján 25 cm-nél is vastagabb hordalékréteg lerakódását mértem 2006-ban).



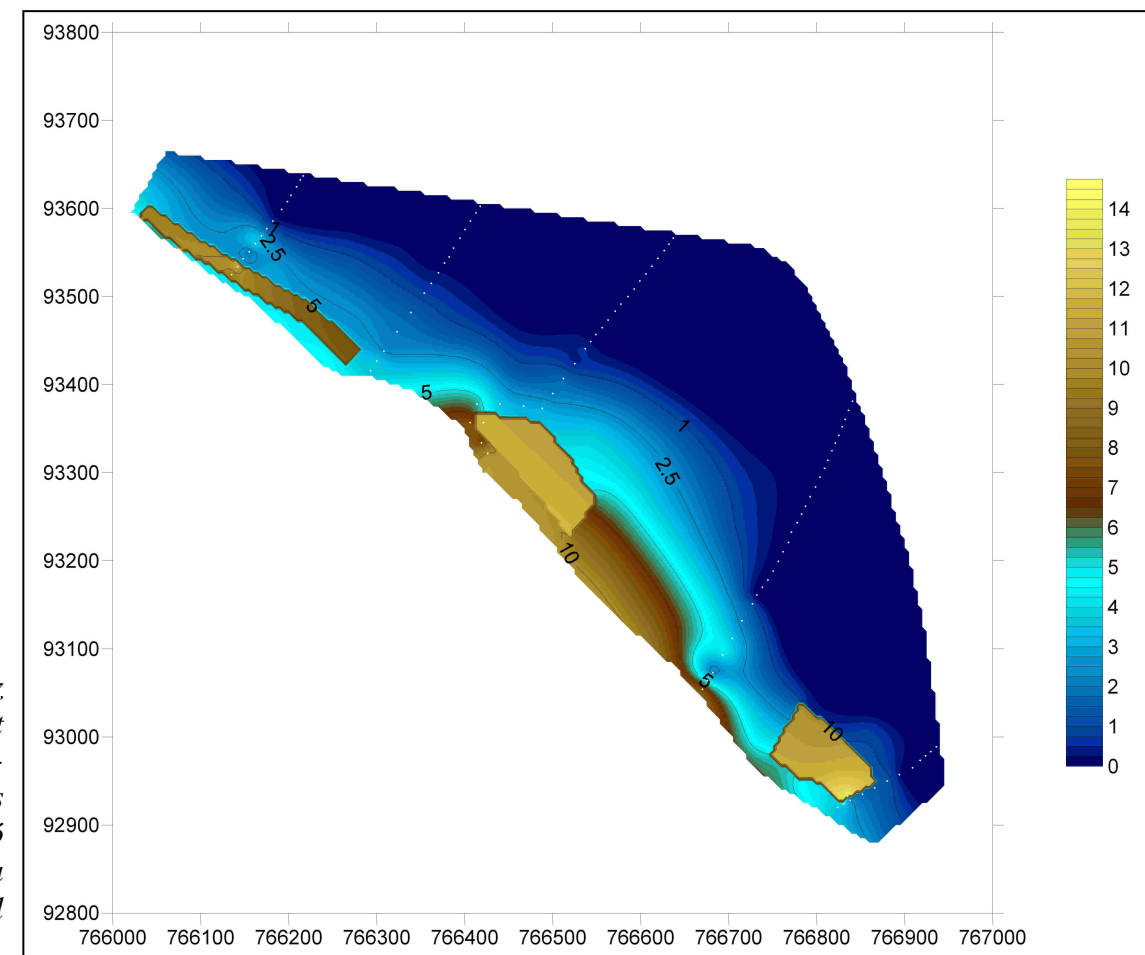
4.10. ábra: A hiba értékek megoszlása az interpolált felszín rasterének üledékvastagsága függvényében



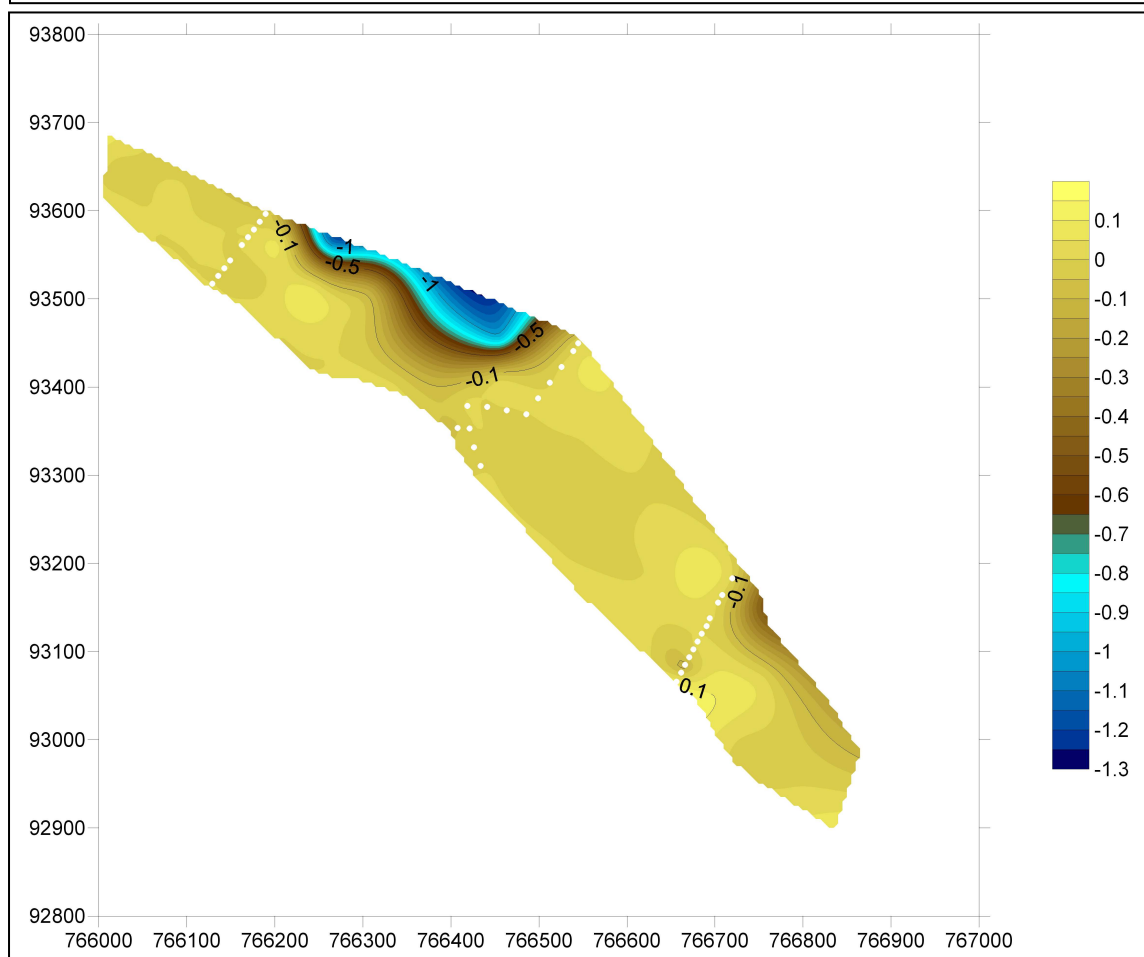
4.11. ábra: Az áradások során lerakott hordalék szemcseösszetételének változása az AP3-as szelvény mentén 2005-ben (balra) és 2006-ban (jobbra)



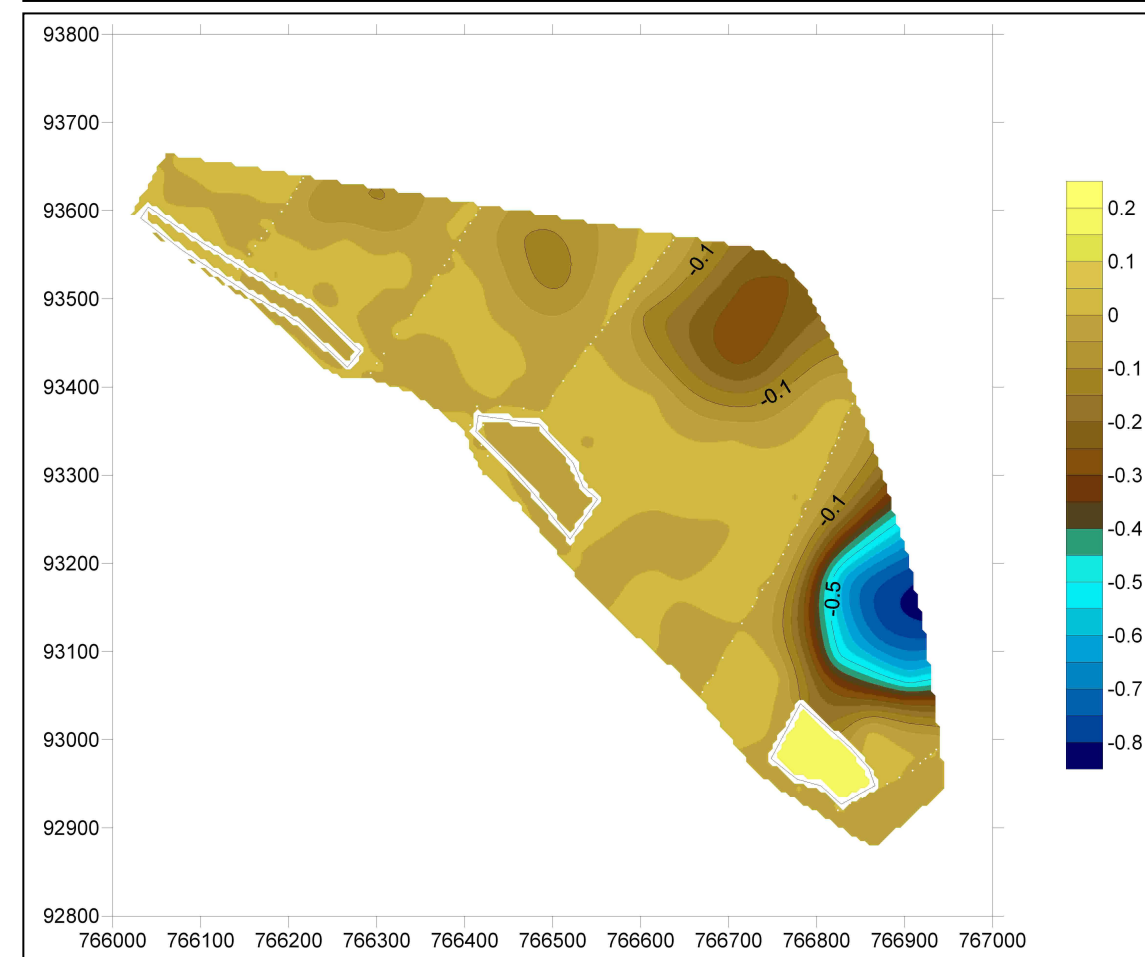
4.9.A ábra: Az apátfalvi mintaterület üledékvastagság-térképe kétszeres hibacsökkentő iterációt követően 2005-ben, a mintavételi pontokkal



4.9.B ábra: A z apátfalvi mintaterület üledékvastagság-térképe háromszoros hibacsökkentő iteráció után 2006-ban, a mintavételi pontokkal



4.9.C ábra: Az apátfalvi mintaterület 2005-ös üledékvastagság-térképéhez tartozó hiba-térkép és a mintavételi pontok



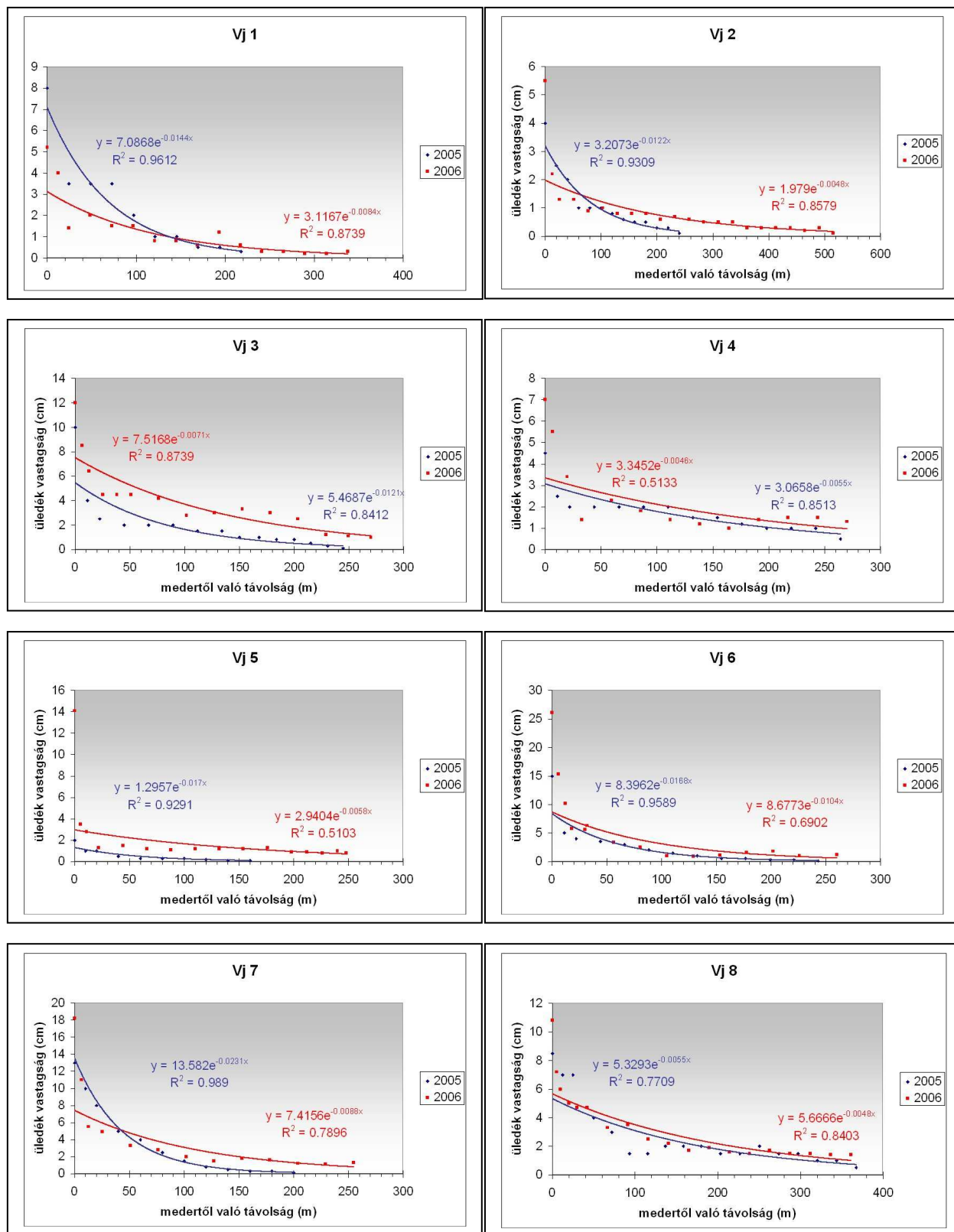
4.9. D ábra: Az apátfalvi mintaterület 2006-os üledékvastagság-térképéhez tartozó hiba-térkép, a mintavételi pontokkal

Az AP3-as szelvényből begyűjtött mintáknak elvégeztem a szemcse-összetételi vizsgálatát. A felhalmozott hordalék összetételére jellemző, hogy mindkét évben jóval magasabb volt homoktartalma (4.11. ábra) a meder közelében, mint a vetyeháti szelvények esetében. A 2005-ös árvízét követően közel 60 %-os, míg 2006 folyamán ezt is meghaladó 77 %-os homoktartalmat mértem. A partok anyagánál (lásd 2.3 fejezet) durvább összetételű üledéket rakott le itt a Maros. A homok részaránya azonban mindkét évben 10 méteres távolságban már nagyjából a felére esett, majd nagyjából 120 méteres távolságig fokozatosan csökkent értéke a 10 % körüli minimumra, miközben a Marostól 50-80 méterre már leginkább az iszap frakció jellemzi a a frissen lerakódott üledéket. A szelvény mellett elhelyezkedő kubikgödörben 2005 és 2006 folyamán mért jelentős vastagságú üledék homokos iszap volt (homokfrakció 2005-ben 27,8, illetve 2006-ban 39,0 %; iszap 53,5 ill. 42,1 % és agyag 18,7 % ill. 18,9 %). Tehát ezekben az antropogén mélyedésekben is durvább, homokosabb üledék rakódott le 2006-ban, amikor az árvíz magasabb szinttel és vízhozammal tetőzött. A medertől mindössze 20 méteres távolságban vett minták iszap és agyag tartalma azonban mindkét esetben több volt, mint az azonos távolságban, ám a mélyedésen kívül elhelyezkedő mintavételi pontban. Ez a tény alátámasztja azt a következtetésemet, hogy a kubikgödrökben megfigyelt fokozott akkumuláció a finomabb frakciók állóvízi környezetben történő kiülepedésének is köszönhető.

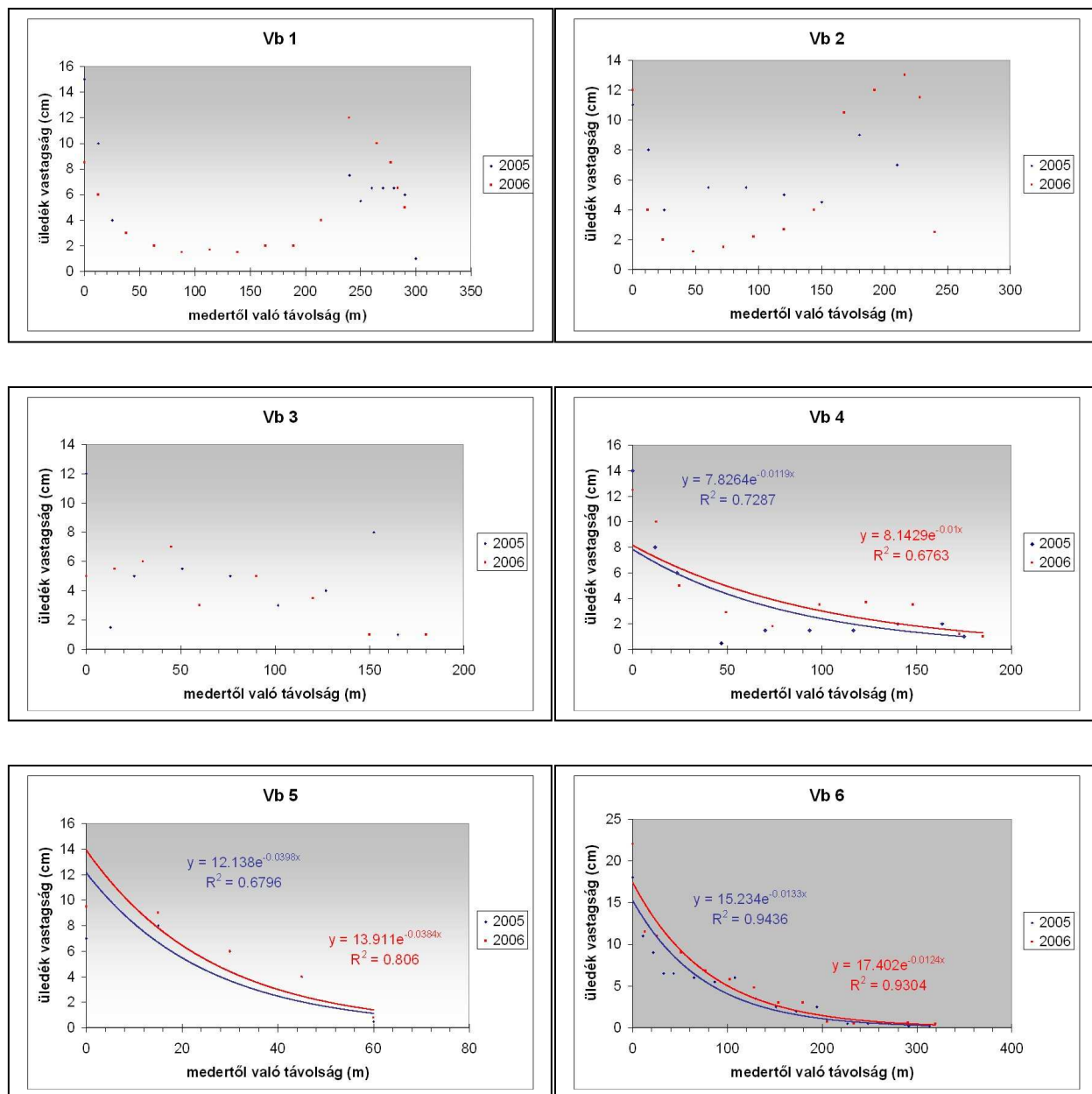
4.4.2 Árvízi akkumuláció a Vetyeháton (2005-2006)

A két árvízi eseményt követően végzett mérések azt mutatják, hogy a torkolathoz közeli Vetyeháton hullámtéren létesített szelvényekre kettőség jellemző. A mederhez közeli szelvény szakaszokon (250-350 méter széles sávban) majdnem minden esetben ki lehetett mutatni a frissen lerakott üledékréteg vastagságának exponenciális jellegű csökkenését a medertől való távolság növekedésével (4.12. és 4.13. ábra), ami megegyezik a szakirodalomban leírtakkal (Middelkoop és Asselmann 1998, Simm és Walling 1998, Steiger et al. 2001, Kiss T. et al. 2002). Az aktív medret övező 100 méteres sávban az üledékvastagság jelentősen lecsökkent, majd 50-300 méteres távolságon belül érte el az 1,0 cm-es értéket. Ettől eltérő változás 2005-ben a Vb1-3-as, míg 2006-ban a Vb1 és Vb2-es szelvényekben volt megfigyelhető, esetükben ugyanis két maximumot regisztráltam, egyet a meder közvetlen közelében, míg a másikat a töltés előterében. Ezek a szelvények ott találhatóak, ahol a hullámtér szűk. Az üledék vastagságának ilyen típusú változása arra vezethető vissza, hogy itt a töltés előterében, a mederrel párhuzamos, gyeppel borított mélyedés húzódik végig a hullámtéren, amit tovább hangsúlyoznak a kubikgödrök mára erőteljesen feliszapolt, erdővel benőtt részletei, illetve a Deszk–Fehértói-csatorna és a hozzá tartozó átemelő szivattyú is a mintaterületnek ezen a részén található. Mindezek hatására egy másodlagos áramlási csatorna alakulhatott ki a töltés előterében az árvíz alkalmával (amit Varga Krisztián, gátör megfigyelései is alátámasztanak). A környezeténél gyorsabb áramlás jelentős üledék mennyiséget szállíthatott magával, majd azt a kubikgödrökben, illetve egy néhány tíz méteres sávban felhalmozta.

A folyó partján a 2006. évi áradás alkalmával több centiméterrel vastagabb üledék rakódott le a felvett szelvényekben (a Vj1, Vb1 és Vb4-es kivételével), mint a 2005. évi árvízi eseménynek köszönhetően. Azonban mindkét áradás során a legvastagabb üledékréteg a Maros kanyarulatainak belső ívén, a kanyarulatok tetőpontjától folyásirányban lentebb, a Vb6 ill. Vj6-os szelvény kezdőpontjaiban rakódott le (2005-ben 18 ill. 15 cm, a rövidebb ideig tartó ám mélyebb hullámtéri vízborítást előidéző 2006-os árvíz alkalmával 22 és 26 cm vastagságú üledékréteg képződött). Jelentősebb üledék-felhalmozódás a Maros egyenes szakasza mentén csupán egy szűkebb sávra korlátozódott. Az aktív mederhez közeli területeken üledéklencsék alakultak ki folyásirány szerint, ami véleményem szerint a



4.12. ábra: Az üledékvastagság változása a Vetyehát aktív mederhez közeli szelvényeiben 2005-2006 folyamán és az adatsorokra illeszthető exponenciális regressziós görbék



4.13. ábra: Az üledékvastagság változása 2005-ben és 2006-ban a Vetyehát bal parti szelvényeinek aktív mederhez közeli részleteiben, valamint annak exponenciális trendvonalai

sodorvonal ismételt áthelyeződésével, tehát közvetve a medermorfológiával van szoros összefüggésben.

A mederhez közeli területekkel ellentétben az öblözet belső területein a lerakódott üledék vastagságának változása jóval kisebb mértékű, itt főként a morfológia és vélhetően a növényzet befolyásoló szerepe is megnőtt. A legjelentősebb üledék-akkumuláció az aktív medertől távolabb eső területeken a szabályozások során átvágott, mára erőteljesen feliszapolódott meanderekhez volt köthető. Az egykori Nagy-Hajlás mentén (Vj9-es szelvény) 2005-ben maximálisan 3,5 cm, míg 2006-ban 1,7 cm, a Vetyeháti Holt-Maros partján, pedig előbb 2-3 cm, majd 2006-ban 3-3,4 cm-es vastagságban lerakott friss üledéket mértem a Vj11 és Vj12-es szelvények végpontjaiban (a Marosnak ebben az egykori kanyarulatában a mintavételezéskor még víz állt, így csak parton lerakódott üledéket tudtam vizsgálni). A meander partjának élétől 10-20 méterre távolodva a felhalmozott anyag vastagsága néhány milliméteresre csökkent, az aktív mederre jellemző folyamatokhoz hasonlóan. Tehát ezek a formák még napjainkban is kiemelt hordalékszállító, illetve akkumuláló szereppel bírnak. Tapasztalataim alapján hasonló jelentősége van a hullámtéren létesített csatornáknak is, igaz csak szűk sávban, hiszen míg a Vj1-es szelvényben a medertől 150 méterre mindössze 1 cm vastagságú friss üledék volt, addig a mellette húzódó csatornában ennek ötszörösét mértem.

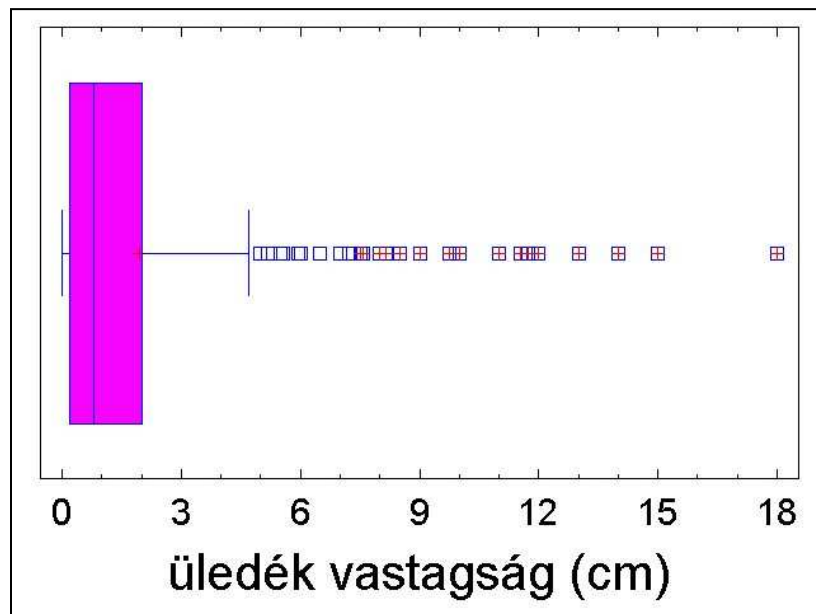
A 2005-ös és 2006-os lerakódások adatai alapján készített üledékvastagság térkép átlagos hibája a mintavételi pontokban már a hibacsökkentő iterációt megelőzően is megfelelő volt, így az extrém és kiugró értékek csökkentése érdekében háromszoros iterációt

	Vetyehát 2005				Vetyehát 2006				
	Res	Res1	Res2	Res3	Res	Res1	Res2	Res3	Res4
Mintavételi pontok száma	349	349	349	349	456	456	456	456	456
Minimum	-1.6443	-0.4218	-0.3994	-0.3910	-4.3318	-1.9747	-1.7806	-1.6211	-1.5040
Maximum	1.0188	0.2592	0.0681	0.0173	2.4028	0.7312	0.4429	0.3446	0.2706
Terjedelem	2.6632	0.6810	0.4675	0.4084	6.7346	2.7059	2.2236	1.9657	1.7746
Átlag	-0.0107	-0.0023	-0.0018	-0.0018	-0.0112	-0.0002	-0.0023	-0.0028	-0.0029
Szórás	0.1719	0.0398	0.0246	0.0223	0.3212	0.1244	0.0916	0.0790	0.0721

4.4. táblázat: A hiba értékek statisztikai mutatóinak változása kezdetben és a hibacsökkentő iteráció során, a vetyeháti mintavételi pontokban (az adatok cm-ben értendőek)

alkalmaztam, míg 2006-ban, a kezdetben 6,7 cm terjedelmű hibát, négyszeres iterációt követően sikerült jelentősen mérsékelni. (4.4. táblázat). Ezt követően a hiba átlaga a mintavételi pontokban egy nagyságrenddel, jóval a meghatározott minimális hibahatár alá csökkent (2005_{átl} = -0,0018 cm illetve 2006_{átl} = -0,0029 cm), a hiba értéke 2005-ben -0,391 cm és 0,017 cm, 2006-ban -1,504 cm és 0,270 cm között változott. A mérési hibát meghaladó hiba értékeket 2005-ben a Vj11-es szelvénynek a vetyeháti holtág partján levő pontjában, illetve a Vb1-es szelvénynek az aktív mederhez közeli részén találhatunk. Nagyobb hiba értékek csupán 2006-ban, a Vj5-ös szelvény Maroshoz közeli három pontjában képződtek (4.14.C és 4.14.D ábra), ahol az üledékréteg mért vastagsága 14 cm-ről hirtelen 1 cm-re csökkent le, ezért a generált üledékvastagság-felszínnek további elemzését végeztem el.

A 2005. évi felvételezés vizsgálati pontjai alapján becsült üledékvastagság-felszín adatai szerint a vizsgált területen átlagosan 1,5 cm vastagságú hordalék rakódott le. Az értékek azonban az átlagnál nagyobb szórást (2,1 cm) mutatnak. A kiugró és extrém értékek az aktív mederhez közeli területek jelentős vastagságú üledékrétegéhez köthetőek, amit az egyes pixelek esetében becsült üledékvastagság értékek Box-Plot diagramja jól szemléltet (4.15. ábra). A mintaterületnek csupán 0,5 %-át borította 10 cm-nél vastagabb frissen lerakott



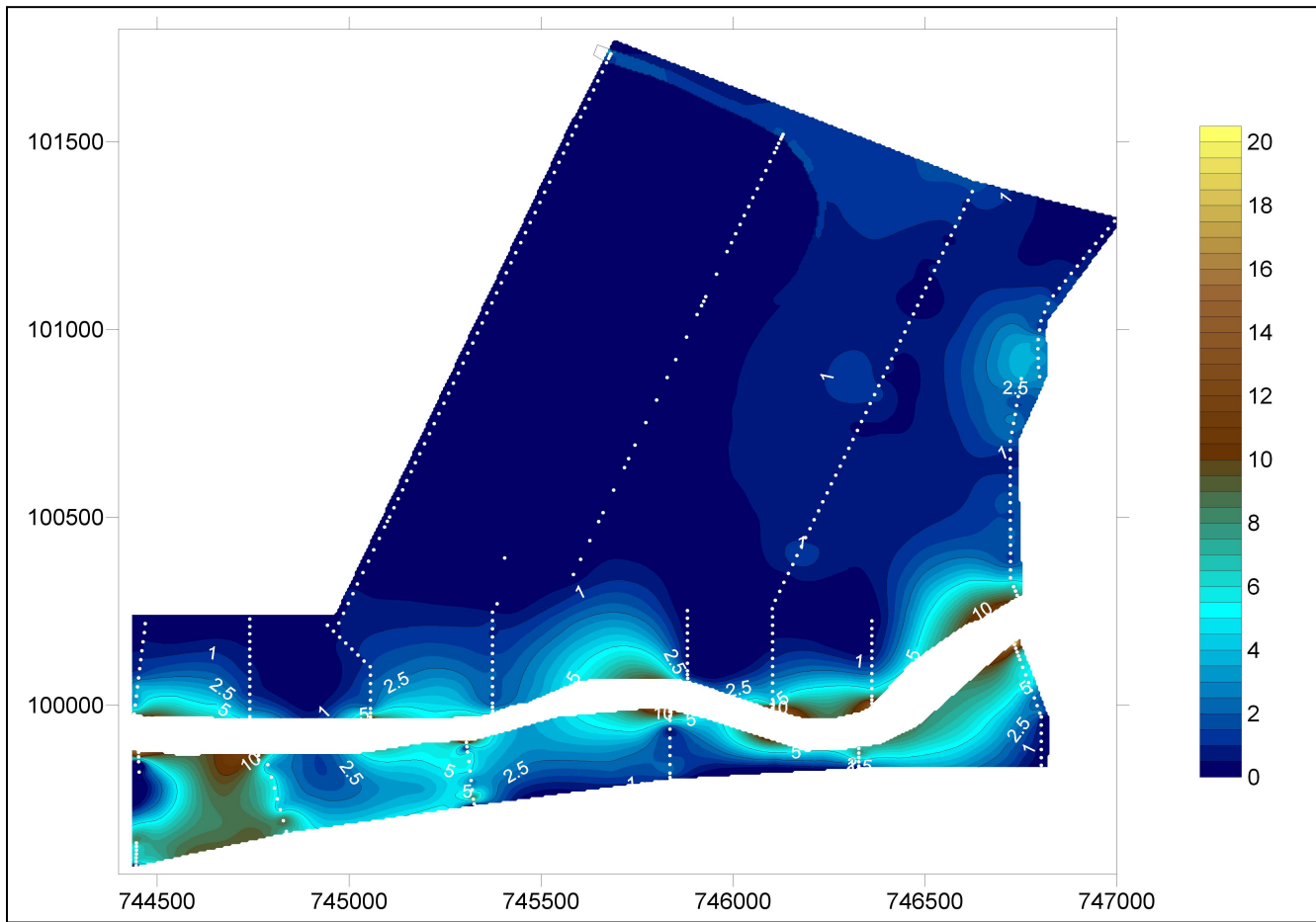
4.15. ábra: A mintavételi pontokban felvett üledékvastagság értékek Boks Plot diagramja (Vetyehát 2005)

hordalék, miközben az 1 cm-nél vékonyabb üledékrétegek a vizsgált terület 63,5 %-át foglalták el. A 2006. tavaszi, rövidebb ideig tartó, ám jelentősebb energiájú áradás során a vizsgált hullámtéri területen átlagosan 1,9 cm vastagságú üledék rakódott le (szórása 2,4 cm). A 10 cm-nél vastagabb hordalék a mintaterület 2,24 %-át fedte be ekkor az aktív meder mentén, míg az 1 cm-nél vékonyabb rétegek kiterjedésének aránya az előző évinél alacsonyabb (52,4 %) volt.

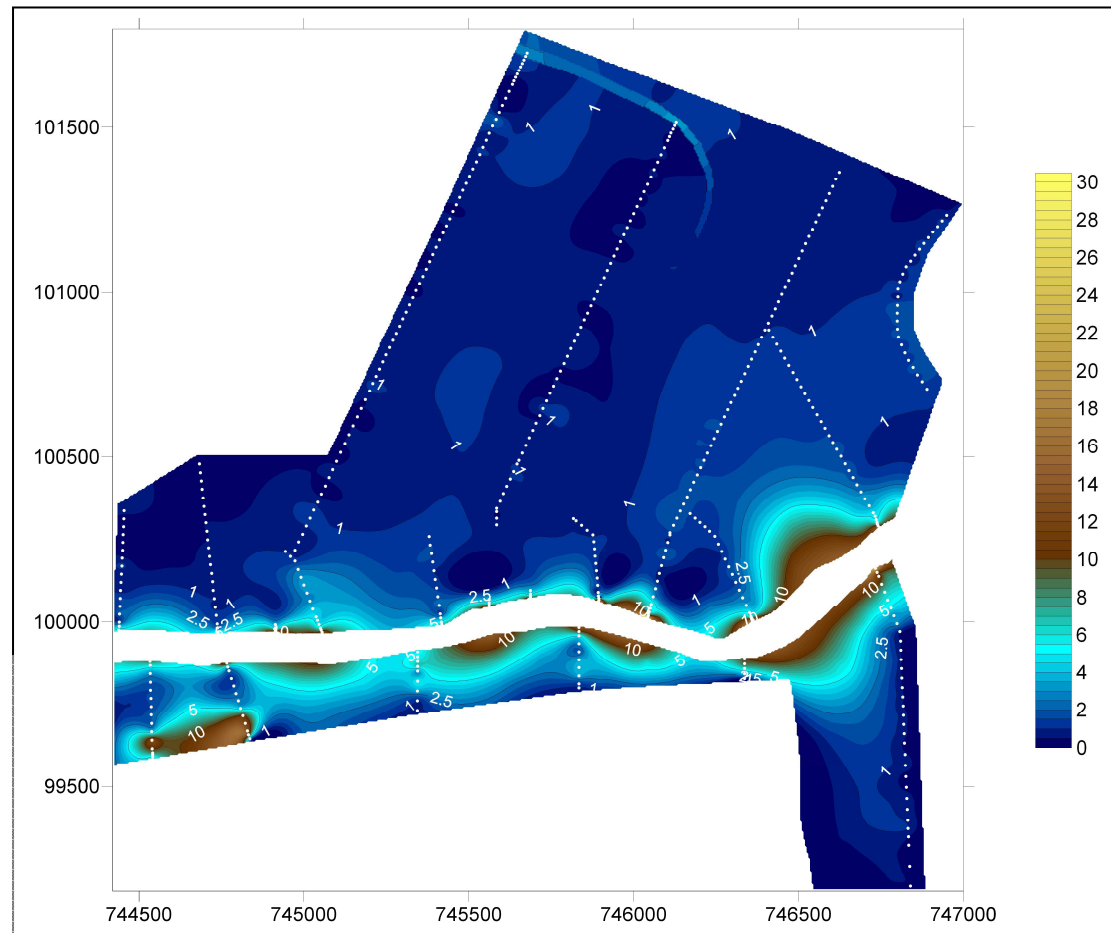
Az üledékvastagság-felszínek segítségével mindkét áradást követően megfigyelhető volt az is, hogy az üledékvastagság folyásirányban lefelé csökkent a nagyobb szélességű jobb parti rész aktív medertől távol eső területén (4.14.A és 4.14.B ábra). Ezt a jelenséget a Maros kanyarulati viszonyai, illetve közvetett módon a konvektív jellegű üledékszállítási folyamat hatása idézhette elő.

A lerakott hordalék szemcseösszetételének vizsgálatakor figyelembe vettem a meder futását is. A Vj1-es szelvény ugyanis a Maros egyenes szakasza mentén, míg a Vb6-os a folyó kanyarulatának belső ívén, az inflexiós pont közelében helyezkedik el. Majd a Vb6-os szelvény a medertől 200 méterre a vetyei nyárigátat is keresztezi.

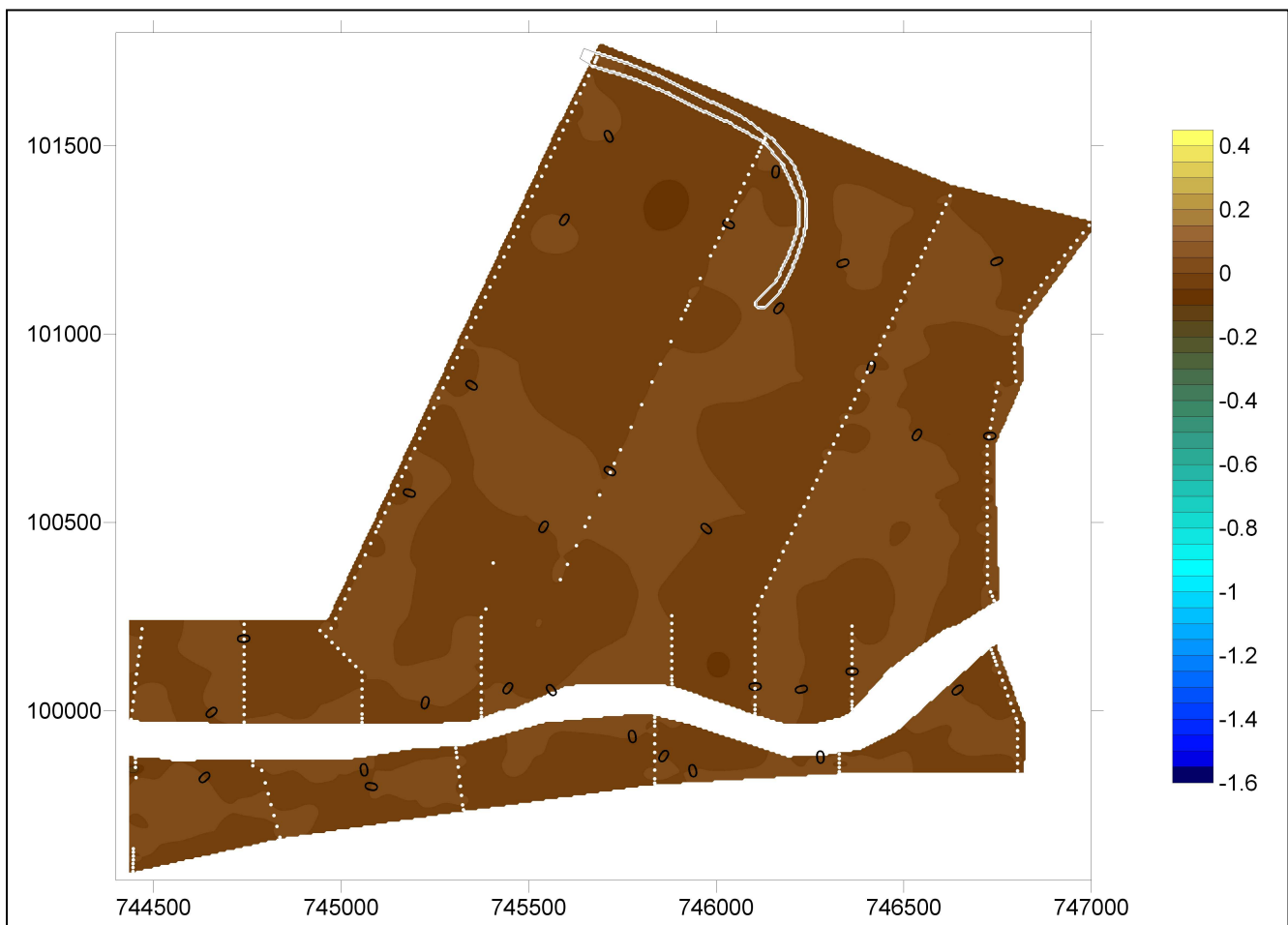
A 2005. évi árvíz során a Vj1-es szelvény mentén lerakódott üledék a folyóparton 51 %-os homoktartalommal volt jellemezhető, ami 25 méterre kétharmadára, majd 100 méteres távolságban már kevesebb, mint felére csökkent (4.16.A ábra). Hasonló tendenciát tárt fel Mariott (1992) és Zhao et al. (1999) is a Severn esetében. A folyó partján lerakódott hordalék anyagának csupán negyede a partok anyagára jellemző finom- és igen finom homok, másik egynegyed része annál durvább szemű hordalék. A Maros partján 2006-ban alacsonyabb (30 %) volt a frissen lerakott üledék homoktartalma (4.16.B ábra). Maximumát nem a meder közvetlen közelében érte el, hanem a parttól 50 méteres távolságig növekedett. Ebben a távolságban mért 40 %-os értéke a 2005-ös esztendőben megfigyeltekhez hasonló. Közvetlenül a parton lerakott üledék valamivel finomabb volt az előző évinél. Ezt követően az aktív medertől 150 méterig távolodva homoktartalma fokozatosan csökkent, majd hosszabb távon változatlan maradt és a magasabb agyagtartalom (max. 45 %) volt rá jellemző. A szelvény végpontjánál, a Maros egykori medréhez közeledve a homok részarányának újabb emelkedését mértem.



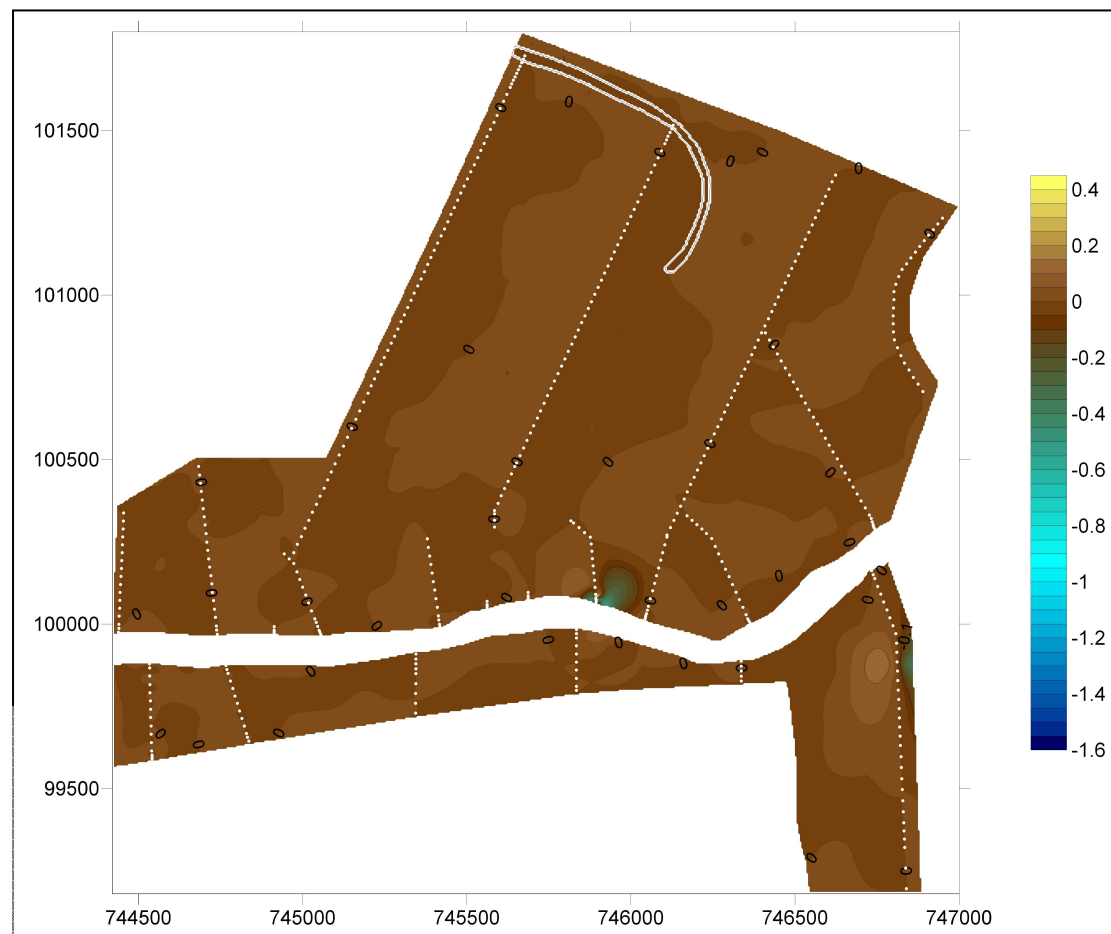
4.14.A ábra: A vetyeháti mintaterület üledékvastagság-térképe háromszoros hibacsökkentő iterációt követően 2005-ben, a mintavételi pontokkal



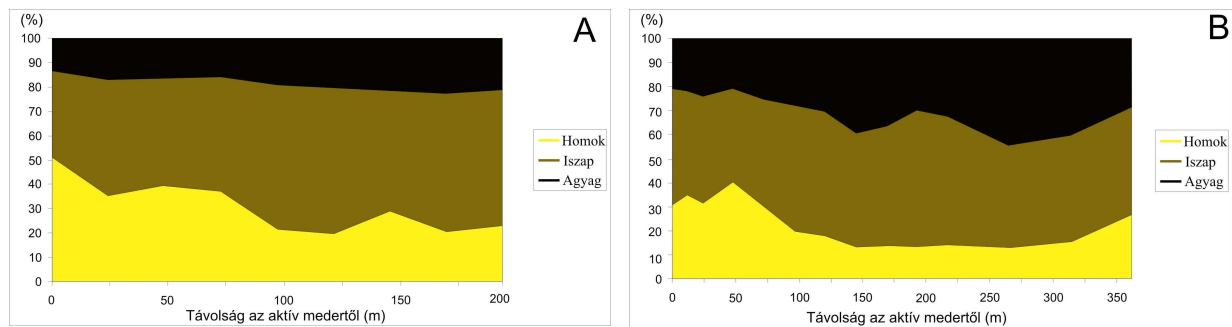
4.14.B ábra: A vetyeháti mintaterület üledékvastagság-térképe négyszeres hibacsökkentő iteráció után 2006-ban, a mintavételi pontokkal



4.14.C ábra: A vetyeháti mintaterület 2005-ös üledékvastagság-térképéhez tartozó hiba-térkép és a mintavételi pontok

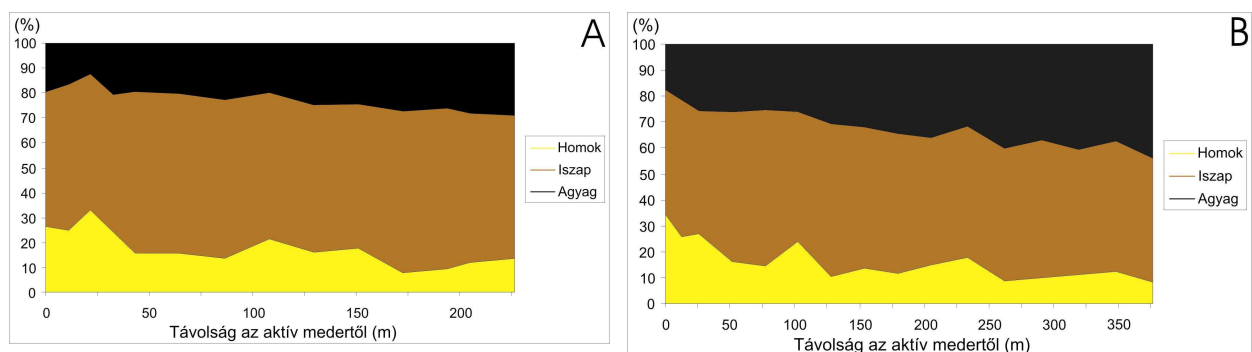


4.14.D ábra: A vetyeháti mintaterület 2006-os üledékvastagság-térképéhez tartozó hiba-térkép, a mintavételi pontokkal



4.16. ábra: A friss üledék szemcseösszetételének változása a Vj1-es szelvényben 2005 (A) és 2006 (B) folyamán

A Vb6-os szelvényben a kiindulási homoktartalom 2005-ben 26,5 % volt, majd 20 méter után érte el maximumát (33,5 %). A Maros partjától 43 méteres távolságban a felére, majd kb. 170 méteres távolságban negyedére csökkent (4.17.A ábra). Itt szintén a finom homok és igen finom homok frakciók 25 % körüli értéke jellemző a parton lerakott anyagra, az ennél nagyobb átmérőjű üledékszemesek részaránya minimális volt. Az agyagtartalom a medertől legtávolabb érte el maximumát, 25 %-t. A Maros partjánál 2006-ban vett jelentős vastagságú (22 cm) üledékminta határozott felfelé finomodó tendenciát mutatott. Homoktartalma 42 %-ról fokozatosan 20 %-ra csökkent. A Marostól távolodva a minták homoktartalma 35 %-ról 8 %-ra csökkent, nagyjából 250 méteren belül (4.17.B ábra). Itt a friss üledék iszaptartalma volt meghatározó (45-60 %), míg agyagtartalma a medertől távolodva fokozatosan 17 %-ról 44 %-ra növekedett. Az előző évihez képest tehát itt a Maros durvább szemű hordalékot rakott le 2006-ban.

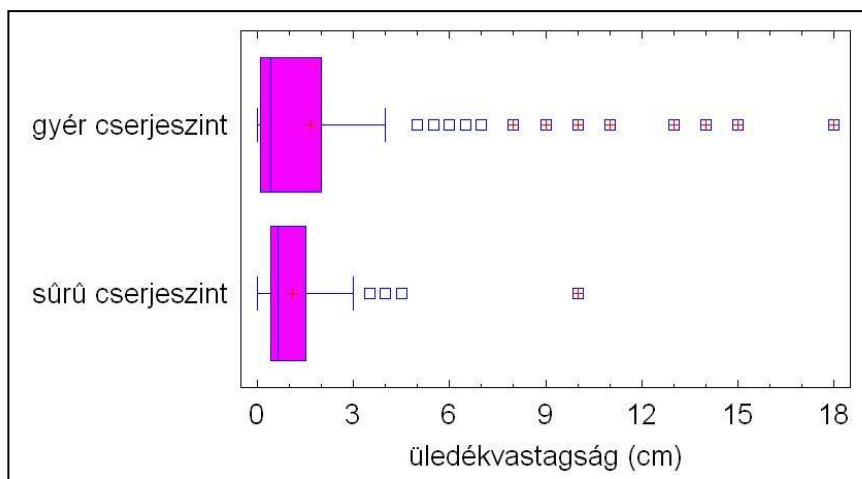


4.17. ábra: A friss üledék szemcseösszetételének változása a Vetyehát bal partján található Vb6-os szelvényben 2005 (A) és 2006 (B) folyamán

A Maros futása szempontjából eltérő helyzetű területeken vett minták között a 2005-ös évben nagyobb eltérés mutatkozott. Az egyenes szakasz mentén (Vj1) a parthoz közel durvább üledék rakódott le, mint a kanyarulat inflexiós pontjának közelében (Vb6). A következő évben ez a tendencia nem érvényesült, a két szelvény mintái sokkal inkább hasonlítottak egymáshoz.

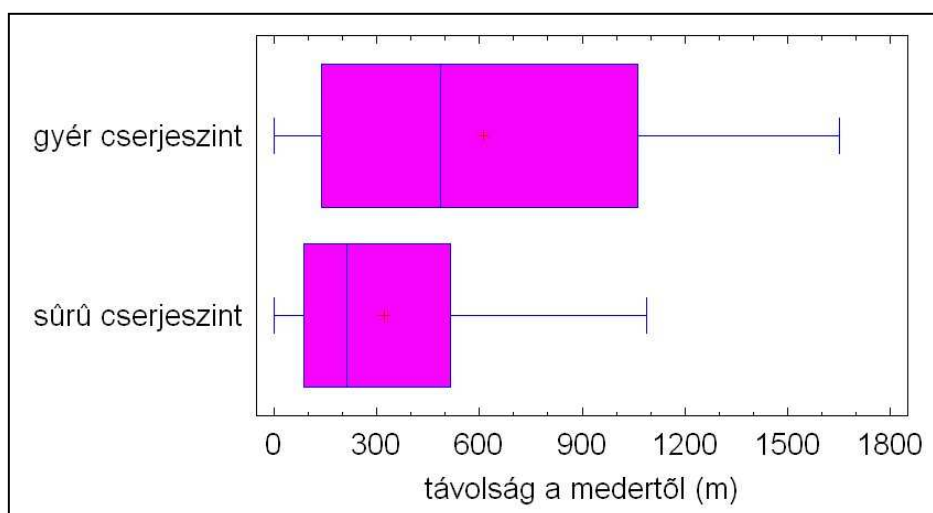
A Maros egykori meanderének partján (Vj11 és Vj12 végpontjában), az aktív medertől egy kilométernél nagyobb távolságban vett üledékminták szemcseösszetétele a két év folyamán hasonlóan bizonyult (homok 19-23 %, iszap 42-47 %, agyag 33-34 %). Az aktív medertől ilyen jelentős távolságban megfigyelhető, viszonylag magas homoktartalmat véleményem szerint az egykori mederben áradások alkalmával kialakuló jó vízvezető hatása (másodlagos áramlási csatorna) idézhette elő.

A növényzet vizsgálata esetében az elvégzett Kolmogorov–Szmirnov-teszt alapján megállapítható volt mindkét évben, hogy a gyér, illetve sűrű cserjeszintű erdő kategóriákba



4.18. ábra: A frissen lerakódott üledék vastagságának és a mintavételi pontok környezetében megfigyelt vegetáció összefüggése (Vetyehát 2005)

tartozó minták üledék-akkumulációjának eloszlása között statisztikailag szignifikáns az eltérés 95 %-os konfidencia szinten ($P < 0,05$). A gyér cserjeszinttel jellemezhető erdők esetében az üledék-felhalmozódás átlaga 2005-ben 2,0 cm míg 2006-ban pedig 2,7 cm volt, míg a sűrű cserjeszinttel jellemzett erdőkben ugyanez 1,5 cm és 1,7 cm-nek adódott (4.18. ábra). Megvizsgáltam a két sokaság medertől vett távolságának eloszlását is, amire szintén szignifikáns eltérés volt jellemző mindkét alkalommal (95 %-os konfidencia szinten). A gyér cserjeszinttel jellemezhető mintavételi pontok 2005-ben 610 méterre, 2006-ban 314 m-re, míg a másik adathalmaz tagjai 320 és 204 méterre helyezkedtek el átlagosan az aktív medertől (4.19. ábra). Terepi tapasztalataim alapján a sűrű cserjeszintet legnagyobb mértékben alkotó gyalogakác és zöldjuhar olyan mértékben képes elszaporodni a Maros hullámterén, hogy árvizek alkalmával az érintett erdőrészekben az áramlás sebessége minimális lehet. Ez előidézheti a nagyobb érdességi viszonyoknak megfelelően várható fokozott akkumulációval szemben, az általam megfigyelt kisebb mértékű üledék-felhalmozódást. Ezt a Közép-Tiszán végzett együttes árvízi áramlás és akkumuláció mérések eredményei is alátámasztják (Sándor és Kiss 2008).



4.19. ábra: Összefüggés a minták aktív medertől való távolsága és a környezetükben megfigyelt vegetáció között a Vetyeháton 2005-ben

4.5 Részösszegzés

A nagyobb energiájú 2006-os árvíz a hullámtéren nagyobb mennyiségű és durvább üledéket szállított nagyobb távolságokra, mint a 2005. évi áradás.

A vizsgált két árvízi esemény során az aktív medertől 300-400 m-ig exponenciálisan csökkenő üledék-felhalmozódás volt jellemző. Az üledékvastagság Apátfalvánál 50-150, míg Vetyeháton 50-300 m-es távolságban érte el az 1 cm-es értéket, a kettő különbsége elsősorban a hullámtér szélességével és a domborzati viszonyokkal magyarázható. Egyenes és álkanyarokkal jellemezhető folyószakaszok mentén bár intenzív volt az akkumuláció, de szűkebb területre korlátozódott, a legnagyobb hordalékmennyiség pedig a kanyargó vízfolyás belső ívén, a kanyarulat tengelyétől folyásirányban valamivel lentebb rakódott le, ez megegyezik az egyenes és meanderező vízfolyásokat vizsgáló kisminta kísérletek során tapasztaltakkal (Bathurst et al. 2002).

A lerakódott üledék átlagos vastagsága Apátfalvánál megegyeztet (3,5-3,5 cm) a vizsgált években, míg a Vetyeháton a hullámtér egészét nagyobb mélységben elborító 2006-os árvíz esetében jelentősebb (1,9 cm) volt, mint a kisebb 2005 évi áradás alkalmával (1,5 cm). A maximális üledékvastagság Apátfalvánál 2005-ben 10 cm, míg 2006-ban 11 cm volt a partokon, Vetyeháton ugyanez 18 illetve 26 cm-nek adódott az egymást követő években. Ezek az értékek igen jelentősnek mondhatóak a Tiszán, Mindszentnél tapasztalt hasonló időtartamú (32 nap), azonban kétszer nagyobb vízhozammal jellemezhető 1998. évi elöntés, maximálisan 10 cm vastagságban lerakott üledékéhez képest (Kiss és Fejes 2001). A Tisza hosszabb időtartamú, a Marosénál nagyobb vízhozamú 2000-es és 2005-ös árvizeihez hasonló mértékű (Kiss et al. 2002, Sándor és Kiss 2006b) akkumulációt tapasztaltam. Tehát a Maros hullámterén a folyó jelentősebb hordalék szállításának köszönhetően a Tiszáénál fokozottabb akkumuláció lehet jellemző.

A hullámtér belsőbb részein főként a morfológia és vélhetően a növényzet által is befolyásolt, csekélyebb mértékű akkumulációt mértem. A szabályozások során átvágott és mára erőteljesen feltöltődött egykori kanyarulatokra még napjainkban is kitüntetett akkumuláció a jellemző (2-3,5 cm), az aktív medertől jelentős távolságokban is. A felhalmozott anyag mintázatát a természetes felszínformák mellett a hullámtér mesterséges létesítményei is módosították. A csatornák, kubikgödrök területén fokozott akkumulációval kell számolni. A vetyeháti nyári gát hatása nem volt érzékelhető a hullámtéren, igaz állapota már leromlott, a felszínből nem emelkedik ki jelentősen a vizsgált területen.

Az apátfalvi mintaterület esetében – hasonlóan Siposnak (2006) a mederre vonatkozóan tett megfigyeléseihez – folyásirányban közvetlenül a szigetek felett egy jelentősebb üledék-felhalmozódással jellemezhető akkumulációs zóna alakult ki a hullámtéren is. Mivel a szigetrendszer megosztja a folyó sodorvonalát, a mederben kialakuló sekélyebb akkumulációs zónának köszönhetően a folyó itt a hullámtérre is több, döntően homokos üledéket szállít. A lerakott nagy mennyiségű hordaléknak köszönhetően folyásirányban tovább haladva az akkumuláció csökken a mederben (transzportációs zóna), majd eróziós folyamatok váltak uralkodóvá (Sipos 2006), ezzel együtt a hullámtéren megfigyelt akkumuláció mennyisége is csökken. Így a mellékágakkal szabdaltságot a medertágulat „visszacsatolja” a szabályozott vízfolyást hullámtéréhez és elősegíti, hogy a víz áradások alkalmával gyakrabban, nagy sebességgel lépjen ki a hullámtérre és több, durvább üledéket szállítson magával, hasonlóan Pierce és King (2008) megfigyeléseihez. Korábbi mérésekhez hasonlóan (Middelkoop és Asselmann 1998) megfigyelhető volt még mindkét áradást követően az üledékvastagság változásnak folyásirányban lefelé csökkenő komponense is, amely a legkifejezettebb a Vetyehát nagyobb szélességű jobb parti részén volt.

A felső, apátfalvi hullámtéren durvább szemcseösszetételű, nagyobb homoktartalmú (60-77 %) üledék volt jellemző, míg az alsó, vetyeháti szakaszon a Maros közvetlen

közelében a folyópart anyagával megegyező finomhomokos, illetve annál valamivel finomabb üledékek rakódtak le az áradások során. A felhalmozott anyag homoktartalma általában a medertől távolodva csökkent és a folyótól távolabb fekvő területeken 50-80 m-re már főként iszapos üledék felhalmozódása volt megfigyelhető.

Eredményeim szerint a gyér cserjeszintű erdőkben némileg több hordalék rakódott le, mint a sűrű, gyakran gyalogakáccal és zöldjuharral benőtt erdőkben. Ez a jelenség a sűrű aljnövényzetű erdők igen jelentős közegellenállásából adódó, vízáramlást csökkentő hatásának tulajdonítható. Ugyanakkor az alkalmazott mintavételi eljárás a növényzet üledék-felhalmozódást befolyásoló hatására irányult vizsgálat szempontjából véleményem szerint nem volt megfelelő. A vegetáció akkumulációs hatását más mintavételi stratégiával lenne célszerű kutatni, a hullámtérnek olyan pontjain, ahol a többi befolyásoló tényező hatása hasonló mértékű (például a medertől való távolság).

Az üledékvastagság-felszín készítéséhez használt interpolációs módszernek és az azzal együtt alkalmazott hibacsökkentő iterációnak az együttes pontosságát megfelelőnek tartom. Az esetleges mérési hibánál nagyobb hiba értékekkel csak néhány pontban kell számolni. Nagyobb pontatlanságát azokon a területeken tapasztaltam, ahol az üledék vastagságának hirtelen változásai jelentkeznek, tehát főként a hullámtér mederhez közelebbi részleteinél, illetve a Maros egykori kanyarulatai esetén. Véleményem szerint az általam alkalmazott módszer mérsékelt számú mintavételi ponttal is képes megbízható adatokat szolgáltatni, így a terepi felvételezés időtartama elfogadható határok között mozog, akár egyetlen kutatást végző személy és néhány km²-es mintaterületek esetében. Azt azonban nem szabad elfelejteni, hogy a hullámtér domborzati viszonyaiból eredő üledékvastagság változásokat csak a szelvények és a mintavételi pontok helyes megválasztása esetében tükrözi. Az ebből eredő hiba lehetősége meghaladhatja a módszer matematikailag becsült hibájának mértékét. Tehát a mintavételezés során célszerű a hullámtér morfológiai elemeit fokozottan figyelembe venni.

5. A FOLYÓSZABÁLYOZÁST KÖVETŐ HULLÁMTÉR-FELTÖLTŐDÉS VIZSGÁLATA

5.1 Irodalmi előzmények

Fontosnak tartom leszögezni, hogy az egy árvízi esemény során bekövetkezett hullámtéri üledék akkumuláció nem feltétlenül reprezentatív a hullámterek hosszabb időtávú vizsgálatakor (Wolman és Leopold 1957, Bridge és Leeder 1979, Asselman és Middelkoop 1998). Például a hullámtéri felszín hosszabb távú átlagos felmagasodását kifejező – Bridge és Leeder (1979) kétdimenziós, majd Mackey és Bridge (1995) háromdimenziós modelljében felhasznált – tapasztalati képletekben szereplő „b” exponenciális kitevő értéke hosszabb időtávban (100 - 1000 év) akár meg is egyezhet (Törnqvist és Bridge 2002), de egy nagyságrenddel el is térhet (Middelkoop és Asselman 1998) egy-egy árvízi esemény hatásait vizsgálva. Növekvő „b” értékek a hullámtér medertől távolabb eső területeinek csökkenő felmagasodását és a hullámtér keresztszelvényeinek gyorsan növekvő esését idézhetik elő, ami természetes körülmények között növeli a mederáthelyeződések gyakoriságát (Törnqvist – Bridge 2002). Mindezt egyébként a folyóhátak hosszan elnyúló, aszimmetrikus alakja is jól érzékelteti (Rátóti 1964, Brierley et al 1997, Cazanacli és Smith 1998, Ferguson és Brierley 1999). Ugyanakkor egy áradás alkalmával megfigyelt feltöltődés jóval alacsonyabb is lehet a hosszabb távon megfigyelhető átlagnál (Makaske et al. 2002), hiszen például a vízgyűjtőn bekövetkezett visszaerdősödés hatására, akár a hosszabb időtávra meghatározott érték felére is csökkenhet (Keesstra 2007).

A felmagasodás csökkenését okozzák idővel az üledékek kompaktciója révén bekövetkező kiegyenlítő hatás és a meredek partokon – a felmagasodás kitüntetett területein – megfigyelhető erózió (pl. hullámverés, csuszamlások, kúszások) különböző formái (Kiss et al. 2002, Törnqvist és Bridge 2002, Brooks 2003). Ehhez hozzájárulnak még a felmagasodás és az esetleges meder beágyazódás hatására csökkenő gyakorisággal bekövetkező rövidebb időtartamú elöntések is (Károlyi 1960, Lovász 2005). Ugyanakkor a felmagasodással csökkenhet a hullámtér üledékszállítási kapacitása is (Keesstra 2007). Habár az árvizek energiájának növekedésével fokozódik az üledékszállítás képessége, a rekord árvizek gyakran kevesebb lebegtetett üledéket szállítanak, mint az átlagos nagyságúak. Előfordulási gyakoriságuk is kisebb, emellett nagyon nagy vízhozamok esetében lecsökken az alacsonyabb fekvésű ártéri részek üledékfogó képessége (Asselman 1999c). Az akkumuláció szempontjából hasznos vízhozamok tehát gyakran alacsonyabbak lesznek (Asselman 1999a, Simon és Castro 2003).

5.1.1 A feltöltődés szerepe az ártérfejlődésben, árterek osztályozása

Mivel a dolgozat egyik célkitűzése az ártereken végbemenő aktív akkumuláció vizsgálata, ezért először az ezt befolyásoló főbb folyamatokat tekintem át, röviden kitérek az alapvető ártér-osztályozási módokra is. Később, az általam és mások által - a szabályozásokat megelőzően és azt követően - tett megfigyelések alapján kívánom majd beilleszteni a Maros vizsgált szakaszát e rendszerekbe.

Az árterületek formálódását befolyásoló legjelentősebb folyamatnak, a 20. század első felében végzett kutatások alapján, sokáig a folyókanyarulatok folytonos áthelyeződése során végbemenő oldalazó feltöltődést (laterális akkréció) vélték (Nanson és Croke 1992, Lóczy 2001). Ez a nézet az 1960-es évekig tartotta magát (Friedkin és Lászlóffy 1949, Wolman és Leopold 1957, Károlyi 1960, Somogyi 1974). Észak-amerikai adatok alapján Wolman és Leopold (1957) szerint az árterek 80-90 %-a oldalazó feltöltésből származik, míg a maradék 10-20 % az árvizek alkalmával lerakódott többi ártéri üledékből áll. A Jahns által 1947-ben

leírt 2:1 arány az addigi tapasztalatokat jóval meghaladó érték (idézi Wolman és Leopold 1957). Károlyi (1960) szerint a Tiszán a szabályozások óta jelentősebb feltöltődés csupán a szűkebb hullámtéri szelvényekben tapasztalható, a hullámtér és a mentett oldali rész magasságkülönbségei alapján. Véleményem szerint a jelentősebb hullámtéri feliszapolódások még az átmetszések építésének idején keletkezettek a vezérárkok eróziója folytán. Ugyanakkor Allen (1965) szerint az oldalazó feltöltés minden ártéren megfigyelhető, míg több folyó esetében korlátozott mértékben jelentkezik, illetve hiányoznak a felmagasodás (vertikális akkréció) képződményei. Az utóbbi kérdéskörre a szakirodalom, az 1970-es évektől kezdve fektetett nagyobb hangsúlyt (Borsy 1972, Kesel 1974, Jakucs 1982). Happ 1971-es, folyóvölgyek üledékeit tárgyaló csoportosításában már mindkét folyamat eredményeként kialakult felszínformákat összegezte (közli Schumm 1977). Fontos megemlíteni azt a felismerést is, hogy az oldalirányú feltöltés üledékeinek az ártér legnagyobb részén történő meghatározása nem feltétlen jelenti azt, hogy az ártér eredetileg övzátony épülés és kanyarulatvándorlás eredményeképpen alakult ki. Az árteret kialakíthatták oldal irányú és függőleges felhalmozódási folyamatok együttesen, előbbi rétegtani bizonyítékait azonban később megsemmisíthették a folyók oldalirányú elmozdulásai (Schumm 1977). Az 1980-as évek közepének nézetei szerint az árterek formálódásának három fontos módja az oldalirányú, illetve függőleges feltöltődés, valamint a sziget- és holtágképződés. Abban azonban ekkor is egyetértés volt, hogy e három tényező közül a legelső a legjelentősebb (Chorley et al. 1985). Az említett három folyamatot az 1990-es évek elején tovább elemezték. Nanson és Croke (1992) szerint az árterek formálódását ugyanis három jelentős és három kevésbé fontos folyamat befolyásolja. Előbbi csoportba sorolták az (1) övzátony képződéssel járó oldalazó feltöltődést, az (2) árterek felmagasodását, ami folyóhátak, ártéri lapályok és homokfoltok képződésében nyilvánul meg és (3) a fonatos folyók mellékágainak feltöltődési folyamatát is. Kisebb fontosságúnak tartják a meanderező, jelentős lebegtetett üledéket szállító vízfolyások partján belül megfigyelhető akkumulációs formákat: a (1) belső íven képződő finomszemcséjű, iszapos üledék-lerakódásokat; (2) a széles kanyarulatok belső ívével szemközt, folyásirányban felfelé elhelyezkedő lassabb áramlású területek szerves anyagban gazdag finom üledékeit és (3) az elhagyott mederrészek feltöltődését. A szigetképződést a fenti folyamatok kombinációjának eredményeként értelmezik.

Az ártérfejlődés során a feltöltődés uralkodó folyamattá válhat, amennyiben a vízgyűjtőterületen jelentős területhasználat változás történik (Knox 1987, Magilligan 1992), vagy a természetes folyómeder hosszabb időre oldalirányban rögzített marad. Ezt néhány kisebb ausztrál tengerparti vízfolyás és a Delaware folyó elmúlt 6000 évre vonatkozóan is bebizonyították (Ten Brinke 1998), de Károlyi (1960) megfigyelése szerint is a Tisza azon szakaszain a legmagasabbak az övzátonyok, ahol sem jelentősebb medervándorlás nem volt, sem átmetszés nem készült. Ugyanis véleménye szerint, amíg az erősen vándorló mederszakaszokon a magas partokat elmossa a folyó és a domború oldalon képződő új part a mederbeágyazódásnak, vízszintsüllyedésnek és a vízjárásnak megfelelően alacsonyabbra épül, addig a kis medervándorlású szakaszokon a folyópartok üledék-lerakódás miatti magasodása mutatható ki (a Dombrád alatti szakaszt említi példaként). Az ártérfeltöltődés szerepe mások szerint is fokozott szerephez juthat számos nagyobb vízfolyás esetében, azok mesterséges stabilizációja révén (Brown 1983), vagy a szabályozási munkálatoknak köszönhetően (Ten Brinke et al. 1998).

A fenti folyamatok eredményeként létrejött és folytonosan változó árterületek történetének csupán egy igen rövid fázisa követhető nyomon közvetlenül. A folyóvízben tárolt, időnként igen jelentős energia, azonban nagyon rövid idő alatt is kifejezésre juttathat kisebb-nagyobb felszíni folyamatokat (kanyarulat lefűződése, övzátony épülés stb.). Tekintve, hogy a síksági részek igen fontosak az emberiség életében, az árterületek formakincse és a területükön lezajló fluvialis folyamatok feltárása és rendszerezése (az árterek osztályozása)

szükségessé vált gazdaságilag történő hatékony és fenntartható kihasználásuk, a katasztrófák elkerülése, valamint az árterek sokszínűségének megismerése, megőrzése és helyreállítása érdekében. A folyók árterületeinek osztályozása történhet geomorfológiai alapon az árter egyedi felszínformáinak leírásával (Allen 1965), valamint folyamat, illetve hierarchiai alapon is (Kondolf et al. 2003). Collinson (1978) például a hordalék-felhalmozódás két alapvető módjának, a laterális és a vertikális akkrécióknak az aránya szerint az ártereknek két morfológiai alaptípusát – lapos ill. domború árterek – különböztette meg. Az osztályozási rendszerek másik csoportját a vízfolyások energia alapú csoportosításai alkotják. Ezek esetében azonban az egyes csoportok energiaviszonyai nem egyértelműen elkülönítettek, ezért gyakran kiegészítik őket különböző méretarányú geomorfológiai változókkal (Kondolf et al. 2003). A sokféle osztályozás közül legtöbb a medermintázattal foglalkozik, s kevés foglalja magába az árterek további formakincsét. Véleményem szerint az árterek eddig alkotott legmegfelelőbb osztályozását Nanson és Croke publikálta 1992-ben. A szerzők figyelembe vették ugyanis a folyónak és árterületének kölcsönös kapcsolatát és energia alapú osztályozásuk négy fontos paraméter kombinációját alkalmazza (medermintázat, oldal irányú stabilitás, az árteret felépítő felszínformák morfológiai leírása és az üledékképződés jellemzői). Genetikus árter-osztályozási rendszerük alapja a folyók összes munkavégző képességéből származtatott fajlagos munkavégző képességének (ω) és az árterek erózióval szembeni ellenállásának kapcsolata. Ezek szerint az árterek három osztályát különböztették meg:

- A: nagy energiájú ($\omega \geq 300 \text{ W/m}^2$), nem kohézív (laza) üledékekből álló
- B: közepes energiájú ($10 \leq \omega \leq 300 \text{ W/m}^2$), nem kohézív
- C: kis energiájú ($\omega \leq 10 \text{ W/m}^2$), kohézív árterek.

Ezt követően a három osztályon belül, kilenc geomorfológiai paraméter (pl. meder mintázat, szerves anyag felhalmozódás, övzátony képződés stb.) alapján tizenhárom különböző rendet illetve alrendet határoztak meg. Az alrendek között az energiaviszonyok csökkenésével együtt csökken a szállított üledék átmérője is (a kavicsoktól az iszapos, agyagos, szerves anyagban gazdag üledékekig). Ahogy minden osztályozás, természetesen ez is a valóság egyszerűsítésén alapszik, így az egyes kategóriák átmenetei is elképzelhetők. Az árterek besorolása természetesen az idővel változhat, hiszen a környezeti változások hosszútávon az árterekre is hatással vannak, ha az aktív medernél lassabban is, de idővel átalakulnak (Lewin és Macklin 2003).

Mindezek alapján látható, hogy a Maros hullámterének fejlődésében – a Rajnához, Tiszához és más szabályozott folyókhoz hasonlóan (Ten Brinke et al. 1998) – az átlagosnál nagyobb szerepe lehet az áradások alkalmával bekövetkező függőleges felmagasodásnak, amit jelentős lebegtetett hordalékhozama is előrevetít. A továbbiakban tehát ezzel a kérdéskörrel kívánok foglalkozni, a mederben és annak mintázatában a szabályozások hatására beállott változások részletes vizsgálatától eltekintve, ám arról (lásd Sipos 2006) nem megfeledkezve, hiszen egy vízfolyás és annak árterülete szorosan összefügg, egymásra hatással van.

5.1.2. Árterek feltöltődésének vizsgálati lehetőségei

A nemzetközi szakirodalomban számtalan, az árterek feltöltődését vizsgáló tanulmány született. Ezeknek a publikációknak a teljes számbavétele jelen dolgozatomnak nem célja, ezért csak a vonatkozó külföldi kutatások által alkalmazott módszerekről, azok előnyeiről és hátrányairól kívánok röviden beszámolni. Hiszen ezeknek a publikációknak leginkább ezek a számomra felhasználható részei. Ezt követően rátérek a folyószabályozások óta bekövetkezett hullámtéri akkumulációt tárgyaló, hazánkban folytatott vizsgálatok eredményeire.

Az esetemben vizsgált fiatal (mintegy 150 éves) üledékek korának meghatározására a ^{14}C -es módszer pontatlan eredményeket szolgáltat, így hullámtereken azok datálására leggyakrabban a ^{210}Pb -es, ^{137}Cs -es radioaktív izotópokat, fizikai tulajdonságaikban bekövetkezett jelentős változásokat, üledékhozam vizsgálatokat, nehézfém szennyeződéseket, mágneses szuszceptibilitás vizsgálatokat, pollenanalízist, illetve ezeknek a módszereknek a kombinációját szokás felhasználni.

A rövidtávú (10^0 - 10^1) közvetlen vizsgálatok és a hosszabb időskálát átfogó (10^3 - 10^8) radioaktív izotópok használata között átmeneti megoldást biztosít az *ólom 210-es* és a *cézium 137-es izotópjának* alkalmazása. Amennyiben ugyanis a vizsgált akkumulációs időszak jóval rövidebb lenne az adott elem felezési idejéhez képest, nagy pontatlansággal számolhatnánk (Wise 1980). Az ólom és a cézium említett izotópjainak felezési ideje 22, valamint 30 év, a segítségükkel kutatható időszak pedig nagyjából 100-150, illetve 50 évnél adódik. Míg az előbbi természetes úton keletkező izotóp, az ^{238}U lebomlási sorának tagja, addig a ^{137}Cs mesterséges radionukleid, a légköri atomrobbantások és nukleáris balesetek útján került a légkörbe és az 1950-es évektől detektálható (1954. évi, valamint 1963-as Részleges Atomcsend Egyezményt megelőző és az 1986-os csernobili katasztrófa maximum koncentrációi a jellemzőek; Wise 1980, Walling és He 1999). Széles körben alkalmazzák hullámterek, folyótorkolatok és tavak környezetében akkumuláció, vagy denudáció mértékének, üledékek származásának meghatározására is (Ritchie 1975, Clark 1986, Walling et al. 1996, Walling és He 1997, Benninger et al. 1998, Thorndycraft et al. 1998, Walling et al. 1998).

A ^{210}Pb izotóp két úton akkumulálódik az üledékekben, egyrészt a talaj eróziójából, ami a bomlási sor egy korábbi elemét (rádium-226) tartalmazza, másrészt a bomlási sor következő tagjának, a légkörből kiüledő gáznemű radon-222-nek a gyors lebomlása után. Tavakban az ólom-210 legnagyobb rész légköri kiüledésből származik, aminek éves mértéke nagyjából állandónak tekinthető. A radioaktív bomlás szabályainak megfelelően a légköri kiüledésből származó ólom-210 mennyiségének exponenciális csökkenését kellene megfigyelni egyre mélyebb üledékrétegekben. Az erózióból származó ^{210}Pb mennyiségét a rádium-226 aktivitásának mérésével szokták számítani, a légköri kiüledésnek megfelelő ^{210}Pb mennyiség pedig a teljes aktivitás és az erózióból származó aktivitás különbségeként számolható. Az ólom-210 állóvízi környezetben, konstans üledékképződési körülmények között történő felhasználásának Appleby és Oldfield által 1978-ban kifejlesztett módszerét Wise (1980) részletesen tárgyalja, a módszernek a szerzőpáros által 1983-ban változó üledékképződéssel jellemezhető területekre kifejlesztett változatát pedig Walling és He (1999) említi. Appleby és Oldfield módszerének hullámtereken történő alkalmazása csak módosítások után vált alkalmazhatóvá, mivel folyóvízi környezetben a vízgyűjtő eróziójából származó üledék éves ^{210}Pb izotóp mennyisége az üledék lerakódásának mértékével változik, valamint az üledék lerakódását követő limitált keveredése is csak kisebb mértékben biztosított. Walling et al. (1996) részletesen ismerteti hullámterekre kidolgozott módszerüket - ami kvázi-folyamatos üledékképződést feltételez - alkalmazását két brit folyó példáján be is mutatják. Az ólom-210 felhasználása tehát igen elterjedté vált az 1970-es évek második felétől, mint a frissen lerakódott üledékek kormeghatározásának egyik eszköze. Kezdetben tavi üledékekben (Robbins and Edgington 1975, Brugam 1978, McAndrews és Boyko-Diakonow 1989, Thorndycraft 1998), majd tengerparti környezetben, folyótorkolatoknál (Brush et al. 1982, Clark és Patterson 1984, Benninger et al. 1998), később folyók hullámterén is alkalmazták (Weninger és McAndrews 1989, Walling et al. 1996, Walling és He 1999, Aalto et al. 2003).

A ^{210}Pb és ^{137}Cs használatának előnye, hogy nagy számú mintavételi pontban viszonylag könnyen alkalmazható, ezáltal az üledékképződés mintázata is feltárható 100-150 éves viszonylatban. Mindkét izotóp használata esetében számolni kell azonban azzal, hogy nem bizonyulnak felhasználhatónak (Clark 1986, Medioli 2003), vagy pontatlan eredményt szolgáltatnak. Előbbi esetben ugyanis a ^{210}Pb légköri kiüledésből származó komponense csak kis részét képezte az üledék izotóptartalmának, illetve az üledékképződés menete nem volt folyamatos, sem pedig konstans a vizsgált víztározó esetében. A vizsgálatok pontatlanságáért pedig elsősorban az izotópok vertikális mobilitását teszik felelőssé, kevésbé ismert ugyanis abszorpciójuk és viselkedésük eltérő (tengeri, tavi, folyóvízi) kémiai környezetben. A cézium-137 vertikális mobilitásáról megoszlik a kutatók véleménye,

elsősorban az üledékek fizikai és biológiai úton történő keveredésével magyarázzák, illetve a makropórusok és repedések mentén történő elmozdulást teszik felelőssé a diffúzióval szemben (Robbins és Edgington 1975, Syversen et al. 2001). Wise (1980) szerint habár a ^{137}Cs egy része elmozdul az üledékrétegben, a maximális cézium-137 aktivitás helyzetére ez kevésbé van hatással. Clark (1986) egy ausztrál víztározó üledékrétegében elvégzett vizsgálata esetében az említett izotóp elmozdulása nem haladta meg a 4 cm-t, de hasonló eredményekre jutottak más kutatók is (Robbins és Edgington 1975; Syversen et al. 2001). Wise (1980) ennél jelentősebb eltéréseket is közöl a cézium-137 vertikális mobilitásával kapcsolatban, továbbá felhívja arra a figyelmet, hogy a tavi üledékekben megőrződnek atmoszférikus koncentrációjának változásai, de a vízgyűjtők eróziója révén az üledékek koncentrációja azt meg is haladhatja. Kenyon és Rutherford (1999) szerint jöllehet az üledékképződés jelentősen eltérő lehet hullámterek mentén, feltételezhető hogy egzotikus taxonok pollszemeinek jelenléte, vagy hiánya kevésbé kétértelmű kronosztratigráfiai jelzőréteggént alkalmazható, mint a cézium-137 jelenléte, elsősorban utóbbi vertikális mobilitásának köszönhetően.

Az *üledékek fizikai paraméterei* is fontos információt nyújthatnak a hullámtéri üledékrétegek korával kapcsolatban. Happ (1944), Magilligan (1992), Baker et al. (1993), valamint Lecce és Pavlowsky (2004) eltemetett sötét színű, szerves anyagban gazdag talajszint mélységét használta fel az USA Wisconsin és Iowa államainak területén. Az észak-amerikai telepések megérkezése után, az erdőirtás és az intenzív mezőgazdasági művelés térhódításának köszönhetően megindult intenzív erózió hatására, ugyanis világosabb színű, homokos iszapos hordalék halmozódott fel a hullámtéren. Szintén a földművelés módjában bekövetkezett változásoknak köszönhetően a talaj mikromorfológiai és palynológiai vizsgálataival segítségével tudták megállapítani talajképződés során bekövetkezett felhalmozódás mértékét holland kutatók is (Mücher et al. 1990). Az üledékek szemcseösszetételi változásait hazánkban is előszeretettel alkalmazzák, ugyanis a hullámterek kitüntetett pontjain markáns megváltozása egyértelműen utal a szabályozások hatására bekövetkezett eltérő akkumulációs viszonyokra (Balogh et al. 2005, Sándor és Kiss 2006b), illetve egy-egy áradás hatására (Schweitzer et al 2002, Nagyvárad 2004).

A 4.1.1 fejezetben már ismertetett, a vízfolyások által szállított *lebegtetett hordalék hozamának* mérésén alapuló vizsgálatok nemcsak egy-egy áradás alkalmával lehetnek hasznosak, de 1-5 éves időszakra történő kiterjesztésükre is van példa (Lambert és Walling 1987, Baade et al 1993, Rumsby 2000, Csépes et al 2003). A módszer hátrányait már korábban ismertettem, hosszabb távon azonban előnyére válhat, hogy az egyes vegetációs periódusokra jellemző eltérő üledéktároló képesség is meghatározható a hullámtéren (Baade et al 1993).

Vízgyűjtőkön folytatott, bányászati tevékenység által közvetlenül vagy közvetett módon (meddőhányók eróziója) termelt markerek, valamint az ércfeldolgozás hatására bekövetkezett *nehézfém szennyeződések* nyomait előszeretettel használják a hullámtéri akkumuláció meghatározására mind külföldön (Wolfenden és Lewin 1977, Graf et al. 1991, Taylor 1996, Rumsby 2000), mind pedig hazánkban (Braun et al. 2003, Sándor és Kiss 2006b, Szabó et al. 2008). Egyszerűen elvégezhető vizsgálatokról van szó, azonban a nehézfémek használata esetében eltérő a kutatók véleménye azok megbízhatóságáról. Az áradások alkalmával szállított szennyezőanyag oldott formában és lebegő anyaghoz kötve is szállítható, az üledékek azonban jobban tükrözik az utóbbinak a tulajdonságait (Symader és Thomas 1978). Nehézfémek megkötődését az üledék karbonát, szerves anyag és agyagtartalma is jelentősen befolyásolja (Hudson-Edwards et al. 1998, Sipos 2004). Így a nagyobb agyag és iszap tartalmú rétegekben, valamely elem koncentráció növekedése nem feltétlen jelenti az üledék víz eredeti nagyobb koncentrációját (Nagy et al. 2001). Az egyes fémek mobilitása is eltérő az üledékekben, ugyanis a pH, és a talajvíz mozgása is hatással van

rá. A legtöbb kutatás az ólom-koncentráció változását helyezi a középpontba, annak csekélyebb mobilitására hivatkozva (Wolfenden és Lewin 1977, Taylor 1996, Nagy et al. 2001, Braun et al. 2003, Sándor és Kiss 2006b), míg Sipos (2004) adatai szerint más nehézfémek bizonyulnak immobilisabbaknak. A nehézfémeknek az üledékrétegben történő néhány centiméteres, de akár egy méter nagyságrendű elmozdulásának köszönhetően alkalmazásuk nagy felbontású (centiméteres) sztratifráfia esetén nem, csupán deciméteres nagyságrendű mintázás során javasolt (Hudson-Edwards et al. 1998).

Üledékek *mágneses tulajdonságainak* mérése mind tavi, mind pedig folyóvízi környezetben jól használható az üledékképződés mértékének meghatározására (Thompson et al. 1975, Thorndycraft et al. 1998, Royall 2001, Sándor és Kiss 2006a). Az üledékek mágneses tulajdonságai közül a mágneses szuszceptibilitás a mágneses tulajdonságú ásványok jelenlétét mutatja, és szorosan korrelál az üledékek fizikai és kémiai paramétereivel (Oldfield 1991), illetve nehézfém-tartalmával (Georgeaud et al. 1997). Az ilyen jellegű mérések segítségével az eltérő tulajdonságú, más területről érkező, elsősorban lebegtetett hordalékot azonosítják (Walling et al. 1979, Oldfield et al. 1985, Walden et al. 1997, Hatfield és Maher 2008). Hullámterek feltöltődésének vizsgálatában azonban a mágneses szuszceptibilitás önmagában nem használatos kormeghatározásra, kizárólag más módszerekkel kombinálva alkalmazzák azt (Hutchinson 1995, Thorndycraft et al. 1998, Sándor és Kiss 2006a). A mágneses szuszceptibilitás mérése gyorsan, egyszerűen és olcsón kivitelezhető (Thompson et al. 1975).

A biogeomorfológia egyik hatékony eszköze, a *dendrokronológia* is segítségére lehet a kutatóknak hullámtéri akkumuláció számszerűsítésében. A fák korának és eltemetett fő gyökérzónájuk mélységének meghatározása során az adott felszín kora könnyen megállapítható (Hupp és Simon 1991). De emellett például az övzátonyok épülésének nyomonkövetésére is felhasználható (Blanka et al. 2006).

Ártéri üledékek *pollenanalitikai elemzése* is gyakran használt módszer, egy-egy terület akkumulációjának számszerűsítése, illetve a környezeti és tájhasználati változások rekonstruálása céljából (részletesen lásd 5.1.3 fejezet). A palynológiai elemzéseket azonban ritkán használják önmagukban, más paleoökológiai módszerekkel együtt szokás alkalmazni, így gyakran társul hozzá a fent említett módszereken túl az üledékek diatóma, Cladocera (ágascsapú rákok), növényi makrofosszília és puhatestű fosszíliainak elemzése is (Bradbury és Waddington 1972, Birks et al. 1976, Ekdahl et al. 2004), igaz ez utóbbiak elsősorban tavi környezetben használatosak. Így hullámtéri holtágak vízkémiai paramétereinek, tápanyag ellátottságának, közvetve jelentős környezeti változások indikátoraiként lehetnek a kutatók segítségére. Ezek a módszerek azonban nemhogy együttesen alkalmazva, de egyenként is nagyon időigényesek, nem automatizálhatóak, az egyes élőlénycsoportok határozásához külön szakértelmet igényelnek, így általában csak kutatócsoportoknak van módja közülük egyszerre többet is elvégezni.

5.1.3 A folyószabályozások óta bekövetkezett hullámtéri akkumuláció vizsgálata hazánkban

A hazai kutatások számbavételét talán Vásárhelyi észrevételével lehet kezdeni, ő ugyanis már a Tisza-szabályozáshoz kapcsolódó terepvizsgálatok során felismerte hogy „a part közelében fekvő föld többnyire emelkedettebb, mint a távolabbi tér, mely gyakran 5-6-7 lábbal is alább esik a partiélnál” (Deák 1996), azaz a folyómeder közvetlen környezetében intenzív akkumuláció zajlik. Ezt a megfigyelését nagyjából egy évszázaddal később Károlyi (1960) is megerősítette: szerinte az áradások alkalmával lerakódó üledékréteg a folyó partján néhány száz méter szélességben a legvastagabb, a folyótól nagyobb távolságban általában csak vékony üledékréteget találni. Az övzátonyokon túl jelentősebb feliszapolódás véleménye szerint nem volt kimutatható.

A folyóvizek hullámterén megfigyelhető jelentős üledékakkumuláció következményeire hazánkban elsőként Cholnoky (1941) hívta fel a figyelmet. A Huang-ho esetében ugyanis megfigyelte, hogy a folyó 11 méter magasan feltöltötte 2,5 km széles hullámterét.

A **Duna** sárközi szakaszának meder- és ártérfejlődését vizsgálva állapítja meg Somogyi (1974), hogy a Duna rezéti holtága 1903-25 között átlagosan 10 métert is meghaladó mértékben keskenyedett el. Azonban vizsgálatai szerint nem a szelvény egésze, csupán a partok melletti sáv feltöltődése volt jellemző. Újabb felmérés szerint (Tamás és Kalocsa 2003) a Gemenc területén található Rezéti-Dunában áradások alkalmával a főmederből érkező lebegtetett hordalékának közel 90 %-a lerakódik. Minél közelebb vagyunk a mellékág felvízi torkolatához, a feltöltődés annál jelentősebb, a görgetett hordalék ugyanis a mellékág felvízi részének 2-3 km-es hosszában jelenik meg. Az érsekcsanádi átvágás kivitelezésekor, 1896-ban készült meder felvételezés és az azóta eltelt időszakban végzett vizsgálatok szerint a meder keresztzelvényének területe 100 év alatt 5 %-ra csökkent. A mederméreték csökkenése időben és térben nem állandó, kezdetben sokkal jelentősebb (Tamás és Kalocsa 2003). A tanulmány készítőinek becslése alapján 2030-50 közötti időszakban a mellékág teljesen feltöltődhet változatlan hidraulikai viszonyok mellett.

Szabó (2007) a Szigetközben az 1993 óta – jól ismert okokból – bekövetkezett jelentős környezeti változások hatását vizsgálta 2003-2004 folyamán. Négy övzátöny öntésanyagának és növényzeti változásainak értékelése során megállapította, hogy az eltérő morfológiának és elárasztási időnek megfelelően, különböző (leggyakrabban 5-40 cm, max. 110 cm), de a folyó eredeti partja felé haladva csökkenő vastagságú öntésanyag halmozódott fel az egykori kavicsos mederágyon. Az öntésanyag vastagsága és a rajta kialakult növényzet jól korrelált egymással, a folyásirányban kialakult övzátönyök öntésanyagának átlagos szemcseméretében nem volt jelentősebb különbség. A partélhez közel a középszemű homok frakció nagyobb aránya volt jellemző, míg a finomabb frakciók az övzátönyök középső és a jelenlegi partéltól távolabbi részein dúsultak.

A **Tisza** szabályozását követő hullámtéri akkumuláció mértékét már valamivel többen vizsgálták, talán ebből a szempontból hazánk leginkább kutatott folyója. A kutatások száma azonban területileg igen eltérő. Az általam összegyűjtött munkák közül csupán három tárgyalja a Felső-, míg kilenc a Közép- és három az Alsó-Tisza szabályozási munkálatok óta bekövetkezett hullámtéri akkumulációját.

Cholnoky Kínában tett megfigyeléseihez hasonlóan a mentett oldal és a hullámtér magasságkülönbségit számításba véve Károlyi (1960) a **Felső-Tiszán** Záhony és Tiszabercel közötti szűk hullámtéri szakaszain 1,0-1,6 méter, egyéb helyeken 0,2-0,5 méteres feltöltődéssel számolt.

A folyó Tiszadob és Tizzaszederkény közötti szakasza mentén Gábris et al. (2002) digitális domborzatmodell segítségével, a folyóra merőleges, egymástól egy kilométerre eső szelvények és a szelvények által lehatárolt területdarabok magasságkülönbségei alapján határozták meg a hullámtér feltöltődését. Ez Cholnoky és Károlyi módszerének modern változataként említhető. Az akkumuláció mértéke a területekre vonatkozóan 0,15-0,59 méter volt 120 év alatt (átlagosan 0,375 cm/év), míg a szelvények mentén a Károlyi-féle mérésekhez hasonló, 0,23-0,6 m közötti értékek adódtak. Számításaik szerint az ilyen mértékű üledéklerakódás az átfolyási szelvények 5-16 %-os csökkenését okozta. Megfigyelték azt is, hogy a feltöltődés nagysága a hullámtér szélességével arányosan változott. Módszertani tanulságként a szerzők megjegyzik, hogy a szelvények mentett oldali részének kijelölése, de a gátakon belül elhelyezkedő negatív terepformák (valószínűleg kubikgödörökre gondolhattak) néhány tizedméteres hibát okozhatnak, de geomorfológiai térképezéssel az eredeti felszín pontosítható.

A Boroszló-kerti Holt-Tisza környezetében Szabó et al. (2008) átlagosan 0,8-1 cm/év mértékű feliszapolódást mért az aktív medertől 50 méterre (nyári gáton belül) eső üledékszelvény nehézfém szennyezettsége alapján. Az akkumulációs rátát az 1946-47-ben felfutó ipari termelés és a 2000-ben levonult nehézfém-szennyezés kiugró értékeire alapozták.

A **Közép-Tisza** mentén Károlyi (1960) adatai szerint Szolnok térségében szűk hullámtéri szakaszokon 0,8-1,5 méter, máshol 0,3-0,5 méter között változott a hullámtéren lerakott hordalék vastagsága. Az első részletes vizsgálatok csupán az 1999. és 2000. évi – Szolnokon majdhogynem katasztrófává fajult – árvizeket követően indultak meg (Nagy et al. 2001, Schweitzer 2001, Szlávik 2001).

Nagy et al. (2001) és Schweitzer (2001) szerint az övzátonyoknak, a hullámtér feltöltöttségének és benőttségének nagyobb szerepe van az árvízszintek aránytalan magasodásában, mint a Tisza vízgyűjtőjén bekövetkezett antropogén hatásoknak. Egy Szolnok térségében található, övzátony átvágásakor keletkezett szelvény elemzését mindketten ismertetik, melyet Braun et al. (2003) is tárgyalt. Megjegyezték, hogy a feltárás vizsgálatakor éles réteghatárokat nem találtak, ezért a szemcseösszetételi vizsgálatok ellenére nem vállalkoztak árvizek üledékföldtani beazonosítására. Eredményeik szerint a nehézfém vizsgálatok során egyedül a cink követte az agyag és iszap frakció változásait, így azt az értékelés során nem vették figyelembe. Az övzátonyon végzett vizsgálataik során egyedülként alkalmazták hazánkban a cézium-137 izotóp eloszlását hullámtéri üledékrétegeket datálására, eredményeiket alátámasztották az üledékek nehézfém-tartalmának változásaival is. Utóbbi maximum koncentrációit a monarchia I. világháború idején fokozott réz, cink és ólom kitermeléséhez, valamint a Tisza magas vízállásai kapcsán a hullámtérre is kijutott nehézfém szennyeződésekhez köthették. Ezek alapján a szolnoki övzátony folyamatos, 2-3 cm/év mértékű felmagasodását valószínűsítették.

Csépes et al. (2003) Kisköre és Szolnok szelvényében végzett lebegtetett üledékhozam vizsgálatai szerint 5 év alatt a folyásirányban lentebb eső szolnoki szelvény üledékhozama 15 %-kal kisebbnek bizonyult. Azt valószínűsítették, hogy a kettő különbözete a köztes hullámtéri szakaszon rakódott le, bár azt hullámtéri mérésekkel nem támasztották alá, mint például az angol Culm folyón mért 28 %-os kiülepedés esetében Lambert és Walling (1987) tette.

Balogh et al. (2005) szedimentológiai vizsgálatai során a szabályozások előtti ártéri felszínt eltemetett talajszintek segítségével azonosította. A vezsenyi öblözet belső részén 0,4-0,75 m vastagságú tiszai üledék halmozódott fel az 1857. évi szabályozás után (átlagosan 0,4 cm/év), míg az egykori feltöltött meanderben 150 cm-nél is vastagabb üledékréteg akkumulálódott. Az Alcsi-Holt-Tisza környezetében vizsgált magasártéren 70 és 83 cm, övzátonyokon 170 és 183 cm üledék rakódott az eltemetett talajszintekre.

Sándor és Kiss (2006a) Nagykörű és Szolnok térségében végzett kutatása az egyetlen a hazai irodalomban, amely hullámtéri üledékek mágneses tulajdonságait is felhasználta koruk megállapítása során. Megállapításuk szerint hasznosnak bizonyult az alkalmazott módszer és alátámasztotta a nehézfém-tartalom alapján kapott eredményeket. Ezek szerint a mélyfekvésű szolnoki árapasztóban 2000-2005 között a parttól 5 méterre 68 cm (13,6 cm/év), míg 2000-2003 között a parttól 30 méterre 27 cm (10,8 cm/év) vastagságú üledék rakódott le. Nagykörű térségében 1856-2005 közötti időszakban, az aktív medertől távolabb (250-500 méterre) a mindenkori hullámtéren az akkumuláció mértéke lényegesen kisebbnek adódott, évente átlagosan 0,4 cm-es feltöltődéssel számolnak.

Sándor és Kiss (2006b) szerint a Milléri-főcsatorna hullámtéri szakasza mentén (Szolnoknál) a mindenkori ártéren 108 cm vastag üledék (0,8 cm/év) halmozódott fel a szabályozások óta. Folyóhátan – V.O. szelvény adatai alapján – 70 cm-es üledékképződést regisztráltak, ami az időnként megfigyelhető eróziós tevékenységeknek köszönhetően az átlagosnál valamivel alacsonyabb, 0,6 cm/év mértékű felhalmozódásnak felel meg. Újabb

vizsgálataik során (Sándor és Kiss 2008) egy kutatóárokából vett minták ólom tartalmának változását összehasonlították a Braun (2003) által a szomszédos Árapasztó területéről közölt adatokkal. Így meghatározták az 1960-75 között lerakódott magasabb ólom tartalmú rétegek helyzetét és az azt megelőző időszakban 0,5-0,6 cm/év, míg azt követően sokkal jelentősebb 1-1,5 cm/év-es felhalmozódást valószínűsítettek. A fokozott akkumulációt elsősorban a hullámtér érdességi viszonyainak romlásával magyarázták.

A Közép- és **Alsó-Tiszára** vonatkozóan egyaránt közöl eredményeket Szilágyi (2001). Vízügyi mérések alapján arra a megállapításra jutott, hogy a Tisza alsó szakaszain a hordalék felhalmozódása a parthoz közel átlagosan évi 5 cm körüli volt az 1976-1983-as időszakban. Vizsgálatai szerint helyenként ettől lényegesen eltérő lokális maximumok is előfordultak, övzátványokon elérte a 60-80 cm-t is az akkumuláció értéke. Számításai szerint a parti sáv 1 napos vízborítása 1 mm átlagos feltöltődéssel jár, így Kisköre-Szeged között övzátványokon a lerakódás mértéke 500 ezer m³/év. Véleménye szerint a teljes hullámtéri feliszapolódás 1/4-1/5 része a meder két oldalán, 30-50 m-es szűk sávban rakódik le, a többi pedig a kiszélesedő öblözetekbe kerül. Megállapítja továbbá, hogy Szolnok térségében az övzátványok magassága 120 cm-t emelkedett 1950 óta.

Az Alsó-Tiszán Mártélynál végzett szemcseösszetételi és nehézfém tartalom vizsgálatok szerint övzátványon 0,8 cm/év, míg a hullámtér aktív medertől távoli pontján 0,3 cm/év-nek adódott az átlagos akkumuláció több mint száz év alatt (Sándor és Kiss 2006b). Nehézfémek feldúsulása alapján, a szolnoki mintaterülethez hasonlóan itt is duplázódott mértékű hullámtér feltöltődést számítottak az elmúlt 30-40 évre.

Az Alsó-Tiszán Keller és Marosovszki (1992) a folyótól 15-25 méterre lévő bokros-füzes parti zóna feltöltődését vizsgálták, majd arra mutatott rá, hogy a medréről kilépő folyó a hordalék legnagyobb részét itt halmozza fel. Az általuk leírt folyamat nem más, mint az folyóhátképződés. Az 1981 és 1987 közötti időszak alatt átlagosan 30 cm-es felmagasodást figyeltek meg. Ugyanakkor azt is kifejtették, hogy akkumuláció hatására az átfolyási szelvény csekély mértékben változik a hullámtér egészére nézve.

A **Körösök** hullámtérének szabályozást követő akkumulációjáról két tanulmány közöl adatokat. Az MTA FKI mérései szerint (Schweitzer 2001) Békésszentandrás térségében 160-180 cm vastag üledékréteg halmozódott fel a mindenkori hullámtéren (nem pedig az akkumuláció kitüntetett pontjain, az övzátványon vagy a kubikgödörben). A vizsgált szelvényben a közelmúlt árvizeinek 5-13 cm vastag üledékeit is elkülönítették. Ezzel a nagymértékű felhalmozódással szemben a Nagyfokzugi-Holt-Körös egykori kanyarulatának belső ívén, az övzátvány területén Zsiga (2003) 40 cm-re tette a szabályozások után felhalmozódott üledék mennyiségét, kutatóárokából vett minták szedimentológiai és nehézfém adatai alapján.

Gábris et al. (2002) a Közép-Tisza kapcsán korábban már említett tanulmányához hasonló módszerrel, digitális domborzatmodell alkalmazásával kívánta kiszámítani Botlik (2005) a **Maros** hullámtérének Makó és a torkolat közötti szakaszának akkumulációját. Ehhez alapvetően három módszert alkalmazott: Gábris et al. (2002) által ismertetetteket és a szabályozás során ismert időpontban átvágott, a töltés mindkét oldalán megtalálható egykori folyókanyarulatok alapján vizsgálta. Az egyes szakaszokon 90-325 cm közötti felhalmozódással számolt. A különböző módszerek lényegesen eltérő adatokat szolgáltatnak, amit elsősorban az ártér domború alakjának tulajdonított. Tanulmányából azonban egyértelműen megállapítható, hogy a legintenzívebb akkumuláció elsősorban a Maros hordalékkúpjának előterében (Zugoly térségében), illetve a torkolat közvetlen közelében jellemző. A modell jól mutatja a Makó alatti szakasz mentén az intenzív folyóhát épülést is.

A hazai kutatások tehát módszereiket tekintve elsősorban a hullámtéri üledékek fizikai paramétereit és nehézfém szennyezettségét veszik alapul, csupán egy-egy tudományos munka során használnak fel más módszereket (DDM, mágneses szuszeptibilitás). A nemzetközi

Szerző (év)	Vizsgálati terület	Datálásra használt pollen	Pollen kora	Akkumuláció (cm/év)	Más felhasznált módszerek
Thorndycraft et al. (1998)	K-Franciaország (Lac d'Annecy)	Meghatározatlan degradált pollenek és az összes lágyszárú pollen száma	1703, 1758, 1774, 1816	0,27-0,34	mágneses és geokémiai elemzés, ²¹⁰ Pb, ¹³⁷ Cs, ²⁴¹ Am, varvkronológia
Mücher et al. (1990)	K-Hollandia talaj	Fagopyrum	1450	0,16 ill. 0,053	Történelmi adatok, talaj mikromorfológia
Kenyon és Rutherford (1999)	DK-Ausztrália folyóvízi üledék	Plantago lanceolata, Pinus, Rumex, Hypericum sp.	1843 ill. 1880-as évek	0,1	Történelmi adatok, pernye, szerves anyag
Clark (1986)	DK-Ausztrália víztározó	Gramineae sp. (éves megjelenése)	1925	2,3	Pernye, ¹³⁷ Cs, üledék %-os nedvességtartalma
Baker et al. (1993)	USA (ÉK-Iowa) folyóvízi üledék	Ambrosia artemisiifolia, Taraxacum officinale, Pastinaca sativa, Polygonum sp.	1880	0,7 ill. 2,6	¹⁴ C, Történelmi adatok, makrofosszília, rovar
Clark és Patterson (1984)	USA (Long Island) sós mocsár	Ambrosia, Rumex, Plantago Quercus sp. Castanea,	1640-1680 1800 1920	0,2 ill. 0,4	²¹⁰ Pb, Történelmi adatok, pernye
Brush et al. (1982)	USA (Virginia) folyótorkolat	Ambrosia Castanea	1840 1920	0,21-0,81	²¹⁰ Pb
Brugam (1978)	USA (Connecticut) tó	Ambrosia ill. Rumex sp., Zea, Avena	1700	0,3 ill. 1	¹⁴ C, ²¹⁰ Pb, Történelmi adatok
Birks et al. (1976)	USA (Minnesota) tavak	Ambrosia artemisiifolia	1890	0,4 ill. 0,5 ill. 0,47	Makrofosszília, molluszka, diatóma, Cladocera
Bradbury és Waddington (1972)	USA (Minnesota) Shagawa-tó	Ambrosia artemisiifolia	1880-1890	0,4	¹⁴ C, történelmi adatok, pernye, hematit és limonit szemcse számlálás, diatóma, Cladocera,
Constantine et al. (2005)	USA (É-California) Nawarro-vízgyűjtő	Sequoia és Alnus (pollenek gyakorisága)	1850	0,95-1,41	szemcseösszetétel, ¹⁴ C
Ekdahl et al. (2004)	Kanada (Ontario) Crawford-tó	Zea, Ustilago maydis, Ambrosia	1268 1867	0,08-0,18	¹⁴ C, diatóma, geokémia
McAndrews és Boyko-Diakonow (1989)	Kanada (Ontario) Crawford-tó	Zea, Portulaca oleracea Rumex acetosella Ambrosia artemisiifolia Plantago lanceolata	1360 1820 1840 1870	-	varvkronológia
Weninger és McAndrews (1989)	Kanada (Ontario) Humber-folyó	Ambrosia artemisiifolia	1840	0,14	¹⁴ C, litológia, geokémia
Brooks és Grenier (2001)	Kanada (Manitoba) Louis-tó (Red River hullámtér)	Ambrosia, Liguliflorae, Cruciferae, cult. Gramineae	1880	0,25	-
Medioli et al. 2003	Kanada, USA (Manitoba, É-Dakota)	Quercus (csökkenés) Ambrosia, Salsola, Brasica, Rumex	1800	-	diatóma, geokémiai, szedimentológia

5.1. táblázat: Növényfajok pollenszemeit, mint a rövidtávú akkumuláció korjelzőjét alkalmazó tanulmányok, valamint a felhasznált pollenek, a segítségükkel meghatározott akkumuláció mértéke és a vizsgálat során alkalmazott egyéb módszerek

szinten talán leggyakoribbnak mondható ^{210}Pb és ^{137}Cs izotópos vizsgálatok nem terjedtek el hazánkban, Braun et al. (2003) vizsgálatát leszámítva. Pollenszemek felhasználásával közepes időtávban szintén nem próbálkoztak még magyar kutatók. Leginkább vizsgált folyónk a Tisza és annak is a középső szakasza, míg a Maros ebből a szempontból gyakorlatilag fehér foltnak számít jelentős lebegtetett hordalékhozama ellenére.

5.1.4 Pollenszemek alkalmazási lehetőségei a rövid időtávú kormeghatározás során

A nemzetközi szakirodalomban több olyan tanulmány is készült, amely az elmúlt néhány évszázad során megfigyelt intenzív üledék akkumuláció mértékét vizsgálta pollenszemek, mint kormeghatározók segítségével (5.1. táblázat). A felhasználás módjára jellemző, hogy egy-egy faj pollenjének az üledéksorban való megjelenése, részarányának megváltozása, illetve drasztikus esetben eltűnése is felhasználható (5.2 táblázat). Növényfajok adott területen való megjelenését nem csak az azok számára kedvező környezeti feltételek idézhetik elő, hanem emberi tevékenység hatása is (pl.: egzotikus fajok behurcolása), hasonlóan a pollenszemek részarányának megváltozásához (pl.: fakitermelés, vagy a szántóföldi gazdálkodás elterjedésével gyomnövények térhódítása). Növényfajok eltűnését pedig betegségek, de a szukcessziós folyamatok előrehaladása is előidézhetheti (pl.: állóvizek feltöltődése). Az *Endothia parasitica* nevű gombabetegség például Észak-Amerikában az 1910-20-as években idézte elő a *Castanea dentata* faj tömeges pusztulását (Brugam 1978, Clark és Patterson, 1984). Minden ilyen jellegű tanulmány azon alapult, hogy történelmi adatok segítségével pontosan meghatározták a pollendiagramban tükröződő változások időpontját, hogy azokat korjelzőként felhasználhassák.

Pollendiagramban történő változás		Oka	Forrás
Új faj megjelenése		Környezeti változás, vagy szukcessziós folyamat hatására pl.: <i>Ilex</i> az atlantikus fázisban, vagy <i>Nymphaea</i> , <i>Myriophyllum</i> holtágakban Behurcolt egzotikus fajok pl.: <i>Ambrosia</i> Európában, <i>Pinus sp.</i> Ausztráliában Mezőgazdasági termelés során történt tudatos terjesztéssel pl.: <i>Zea</i> , <i>Fagopyrum</i>	Zólyomi 1952, Járainé 1966 és 1969 Clark 1986, Kenyon és Rutherford 1999 McAndrews és Boyko-Diakonow 1989, Múcher et al. 1990
Egy faj, illetve két faj egymáshoz viszonyított arányának változása a pollen-spektrumban	csökkenés	Betegségek, kártevők hatására A terület tájhasználatának változásakor pl. fakitermelés Természetes környezeti változások hatására pl. klíma (hosszabb időtáv)	Brugam 1978, Clark és Patterson, 1984 Birks et al. 1976, Medioli et al. 2003, Járainé 2000, Sümegi et al. 1992
	növekedés	Éves periodicitással jellemezhető jelenségek Ruderális gyomok, adventívek mezőgazdaság hatására történő elszaporodása pl.: <i>Ambrosia</i> É-Amerikában Természetes környezeti változások hatása pl.: klíma (hosszabb időtáv)	Clark (1986) Bradbury és Waddington 1972, Birks et al. 1976, Weninger 1989 Járainé 2000, Sümegi et al. 1992
Meglévő faj eltűnése		Drasztikus esetben betegségek hatására pl.: <i>Castanea dentata</i> és annak <i>Endothia parasitica</i> nevű gomba betegsége Környezeti változás, vagy szukcessziós folyamat hatására	Brugam 1978, Clark és Patterson, 1984 Zólyomi 1952, Járainé 1966 és 1969

5.2. táblázat: A pollenspektrumban bekövetkező változások lehetséges felhasználási módjai kormeghatározás szempontjából

Hazánkban a polleneknek ezt a rövid időtávú vizsgálatok során történő alkalmazását kevésbé részesítik előnyben, a lehetőség azonban hazai viszonyok között is adott. Ezek alapján dolgozatomban főként a Maros mentén elterjedt özönnövények pollenszemeinek segítségével kívánom az egyes üledékrétegek korát, így a hullámtéri feltöltődés ütemében beállott változásokat meghatározni. A kutatásom során azt használtam fel, hogy a pollenek a hullámtereknek bizonyos pontjain, pl. elhagyott medrekben, állandó vízborítású ártéri mocsarakban őrződnek meg leginkább, habár Kenyon és Rutherford (1999) szerint ugyan nagy körületek mellett, de végezhető pollenanalízis a hullámterek magasabb térszínein is. Szerintük a vizsgált rövid időszak alatt a pollenek nem bomlanak le. Kutatásom során ennek ellenére csupán a Maros egykori medreinek üledékrétegeit vontam vizsgálat alá.

Ami a vízfolyások alsó szakaszának hullámterére érkező polleneket illeti, megemlíteném, hogy az árvizek a vízgyűjtőterület magasabb régióiból, nagyobb távolságból is szállíthatnak pollenszemeket oda (Weninger és McAndrews 1989, Xu et al. 1996). Különösen azokat, amelyek fő virágzási időszaka az áradással esik egybe. Emellett a folyópartok állandó átdolgozása következtében idősebb fossziliák is kerülhetnek befogásra. A talaj és a folyópart eróziójának mértékét jól szemléltetheti a degradált pollenszemek mennyisége (Brown 1985). A pollenszemek bemosódása egyes kutatók szerint elsősorban az atmoszférából történik (Constantine et al. 2005). Figyelembe véve azt, hogy árvízi elöntés csupán néhány évente következik be, véleményük szerint a víz útján szállított pollenszemek aránya relatíve csekély kell legyen a folyamatos légköri kiülepedéshez képest. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy folyótorkolatok környékén vett üledékminták gyakran mentesek felvízi növényfajok pollenszemeitől (Brush és DeFries 1981). Fontos megfigyelés továbbá, hogy a folyótól való távolság növekedésével egyre inkább csökken a vízgyűjtő távolabbi régióiból szállított pollenszemek aránya az üledékekben (Xu et al. 1996).

Meg kell jegyezni, hogy a széllel történő pollenszállítással szemben a vízzel való szállítás, illetve a vízben való kiülepedés eltérő jellegű lehet pontról-pontra, hiszen az áramlások, a víztest rétegzettsége és hidrodinamikai jellege is befolyásolja azt (Xu et al. 1996). A lassabban süllyedő pollenek hosszabban szállítódnak, Davis és Brubaker (1973) vizsgálatai például határozott eltérést mutattak ki a kisebb parlagfű (*Ambrosia*) és a nagyobb tölgy (*Quercus*) pollenszemcsék kiülepedése között. A nagyobb és nehezebb csipkeharaszt (*Selaginella*), valamint *Pinus* nemzetség pollenszemeinek nagyobb aránya a jelentős osztályozottságot előidéző áradások indikátora lehet ártéri üledékekben (Xu et al. 1996). Véleményem szerint a *Pinus* pollenszemek esetében ez inkább Faegri és Iversen (1988) megfigyelésével magyarázható, azaz a légzsákkal rendelkező (saccate) típusú pollenszemek speciális esetet jelentenek hosszú ideig a vízben lebegve. Az áradások időszaka is befolyással lehet az ártéri üledékek pollenspektrumának változására (Clark 1986, Xu et al. 1996), attól függően, hogy mely növényfajok virágzási periódusával esik egybe. A spóra és pollen koncentráció összefüggésben van a vízhozammal (Brown 1985), ami egybevág azzal a megfigyeléssel, hogy folyásirányban lefelé haladva nő a vízminták pollen koncentrációja (Xu et al. 1996). A kapcsolat azonban Brown (1985) szerint szorosabb a víz pollentartalma és a lebegtetett üledék mennyisége között, a pollenszemek valószínűleg azzal aggregálódnak.

A fentiekén túl a pollenspektrum jól használható az üledék keletkezésekor jellemző környezeti állapot illetve a környezet megváltozásának jellemzésére, hiszen tükrözi a mintavételi helyek közvetlen környezetének vegetációs változásait. Az előbbieket szerint a pollenanalitikai eredményeket összevetve korabeli leírásokkal, térképekkel az üledék hozzátvetőleges kora szintén meghatározható lehet. Az 5.1. táblázatban felsorolt vizsgálatok esetében is jól látszik, hogy a palynologiai eredményeket kizárólag csak más módszerekkel történő együttes alkalmazással együtt szabad értékelni, ezzel csökkentve a fentebb említett befolyásoló tényezők hatását. A Maros rövidtávú (ca. 150 év) hullámtéri akkumulációjának

vizsgálata mellett, az ilyen szempontú pollenanalízis előnyeit és nehézségeit, ezáltal a módszer további hazai felhasználhatóságának kérdését is meg kívántam ismerni.

5.1.5 Özönnövények ártereken történő terjedése és a magyarországi Maros szakaszon végzett botanikai kutatások

Az előző alfejezetben bemutatott és általam is alkalmazni kívánt, özönnövények pollenszemeinek a hullámtéri üledékrétegekben történő megjelenésére alapuló vizsgálat elengedhetetlen feltétele az egyes növények pontos elterjedési idejének és módjának ismerete. Először azonban az özönnövények folyók árterületein történő terjedésének általános jellemzőit ismertetem. Majd a Maros alsó szakaszát érintő botanikai, illetve cönológiai kutatások ide vonatkozó eredményeit kívánom bemutatni, tisztázva a kutatásom során felhasználható növényfajok megjelenési időpontját és elterjedését.

Maguk a folyóvizek nem tartoznak az özönnövények fontos élőhelyei közé, nagyon fontos szerepük van viszont az ivaros és ivartalan szaporítóképletek terjesztésében. A hazai inváziós újjövevény fajok 21 %-ának a termése vízzel is képes terjedni (Bartha et al. 2004). Kiemelendő a víz karpobiológiai szerepe is, a könnyű magok ugyanis messzire terjedhetnek segítségével. Tehát az özönnövények többsége számára a folyóvizek és az azokat övező nedves ártéri területek kifejezetten jó lehetőségeket biztosítanak az addig érintetlen területek meghódításához. Ez annak köszönhető, hogy a folyók futásuk során gyakran kereszteznek olyan területeket, melyek a növények útját állnák ökológiai gátakat (barriereket) képezve, így a folyóvölgyek ökológiai folyosóiban akadály nélkül folytathatják az özönnövények vándorútjukat (Planty-Tabacchi et al. 1996). Az ártéri területek a gyakori áradások révén természetes bolygatás színterei, az erózió és depozíció révén a folyó új élőhelyek kialakulását segíti elő (zátonyok, szigetek, szakadó partok stb.), a propagulum és tápanyag utánpótlással, valamint a helyi vegetáció károsításával kedvez az adventív fajok elterjedésének (Davis et al. 2000, Tickner et al. 2001). Ezen túlmenően a hullámterek és a zátonyok egyidejűleg xeromorf és hidromorf jellemvonásokkal is rendelkeznek, így változatos élőhelyet teremtve az özönnövények számára is. Előbbire az aszálytűrő ürömlevelű parlagfű (*Ambrosia artemisiifolia*) és a szúrós szerbtövis (*Xanthium spinosum*), utóbbira az adventív rizsgyomok mutatnak példát (Priszter 1960). A táj, illetve egyes növénytársulások mintázata is eltérő mértékben segítheti, illetve gátolhatja az özönnövények elterjedését, általában csak a laza, másodlagos társulásokba tudnak befurakodni, jelentős szerepük a ruderalis cönózisokban van. Mindezek eredményeként a hullámterek világszerte az invázió által legveszélyeztetettebb élőhelyek közé tartoznak (Planty-Tabacchi et al. 2001, Bartha et al. 2004, Parks et al. 2005, Schnitzler et al. 2007). Priszter (1960) szerint három fő folyamat befolyásolhatja az inváziót: (1) az élőhely átalakítása, zavarása, (2) az ellenségek és (3) azon fajok hiánya, amelyek kompetitív viszonyban állnának az adventív növényekkel. Amit részben alátámasztanak Balogh (1993) kutatásai, mely szerint legsérülékenyebbek azok a partszakaszok, ahol korábban már történt emberi beavatkozás, majd később magára hagyták a területet. Ezzel szemben az árvízvédelmi gátakat az invázió sokkal kevésbé veszélyezteti, mivel lényegesen szárazabb és bolygatás által kevésbé befolyásolt élőhelyek. Az áradások hatása itt kevésbé érvényesül, élő fajok a jellemzőek, kaszálják vagy legeltetik. Elsősorban a hullámtéren már megtelepedett fajok tudnak vegetatív úton ide behatolni, különösen, ha a rendszeres kaszálás elmarad (Bartha et al. 2004). Emellett az állatvilág behatása a zoochoria különböző formáiban jut kifejezésre, de itt sorolható fel a legelés-trágyázás-tiprás révén keletkező közvetett terjesztés is. Szembetűnő az epizoochoria a szerbtövis esetében (főleg sertés és juh szőrzetével terjed), az endozoochoria pedig jól ismert pl.: a disznóparéjfélék (*Amaranthaceae*) és libatopfélék (*Chenopodiaceae*) legtöbb fajának magvainál, amelyek számára a tápcsatornán való átjutás kimondottan előnyös a csírázás szempontjából (Priszter 1960).

Planty-Tabacchi et al. (1996) két folyórendszer vizsgálata során megállapították, hogy esetükben a növényfajoknak akár 24-30 %-a is inváziósnak bizonyulhat. A folyómenti növényfajok összessége és az adventív fajok száma egyenes arányosságot mutat. A folyók forrásvidékétől távolodva számuk jelentősen megnő, bár a növekedés üteme abban az esetben lecsökken, ha a folyó futását fizikai akadályok nehezítik (pl.: hirtelen megnő az esése). A szerzők a folyók alsó folyásán és a folyópartok mentén találták a legtöbb idegenhonos növényfajt (40-60 %), ami mások megfigyelésével is megegyezik (Schnitzler et al. 2007). Ez szerintük annak tulajdonítható, hogy (1) megnő az emberi behatások mértéke és ezért az ökofolyosó mintázata töredezettebbé válik, (2) a hidrológiai viszonyok megváltozása a növényzet specializálódását idézi elő, ezáltal hajlamosabb lesz az özönnövények befogadására, (3) a tszf.-i magasság csökkenésének köszönhető hőmérsékletnövekedés kedvezőbb az egzotikus növényfajok számára. Az invázió és a társulások fajgazdagságának összefüggését már ellentétesen ítélik meg a kutatók, abban azonban egyetértés van, hogy a rendelkezésre álló több üres niche kedvez az inváziós fajok terjedésének (Planty-Tabacchi et al. 1996, Schnitzler et al. 2007).

Fontos tudni, hogy nem csak a folyók vannak hatással az inváziós növényfajok terjedésére, de azok is hatással lehetnek a fluvialis geomorfológiai folyamatokra. Az Eurázsiai származású Tamariska (*Tamarix sp.*) fajok hatása már jól dokumentált É-Amerikában, Utah állam egy vízfolyása esetében sűrű állománya például 27 %-os mederszűkülést idézett elő (Tickner et al. 2001).

Immár rátérve az özönnövények hazai elterjedésére, elsőként Priszter 1997-es összefoglaló munkája említhető, melyben az inváziós fajok addigi irodalmát összegzi, valamint a magyarországi (1918-ig egész kárpát-medencei) adventív flóra időrendi áttekintését ismerteti, míg Balogh et al. (2004) a hazai neofitonok teljes jegyzékét és inváziós szempontú besorolásukat közli. A Priszter által megadott évszámok azonban több esetben nem a taxon valóságos megtelepedésének időpontját jelölik, hanem csupán abban az évben található róla az első irodalmi említés, vagy az első datált herbáriumi példány. Ezért a továbbiakban a Maros alsó szakaszát érintő botanikai kutatásokkal és mások ide vonatkozó florisztikai adataival kiegészítve kívánom pontosítani egy-egy növényfaj vizsgált folyószakasz mentén történő elterjedésének körülményeit.

Ami a Maros alsó folyását érintő botanikai kutatásokat illeti, a szabályozási munkálatokat követően az elsők között említhető Feichtinger (1870) neve, aki a Maros bal partját is érintő utazása során Újvidéktől a Tiszáig húzódó régi töltésen, a titeli rakparton, valamint Nagy-Kikinda vasúti töltései mentén feljegyezte már a **szűrés szerbtövis** (*Xanthium spinosum*). Ez tipikus legelőgyom, szűrés tövisei és horoggal kapaszkodó termése segíti elő szaporodását. Halász (1889) Makóról és annak környékéről közölt flóralistája és rövid tájleírása szintén tartalmazza a szűrés szerbtövis. Priszter (1960) szerint ezt a növényt a Bánságban először 1830 körül írták le, a későbbi években rohamosan terjedt (különösen a szabadságharc idején a Bécsbe lábon hajtott disznócsordák és a lovasmozgalmak révén), 1831-ben már Debrecenben is megfigyelték. Ezt támasztja alá Simonkai (1893) munkája is, Arad vármegye területén végzett botanikai kutatása során ugyanis közel 1000 növényfaj előfordulását jegyezte le Makótól Aradig, több mint 400 terepbejárás eredményeként. Eszerint az Arad melletti Pernyávi legelőn a megyében 1839-ig még ismeretlen – és a szabadságharc alatt elterjedt – szűrés szerbtövis (*Xanthium spinosum*) erős gyökeret vert. Ekkor már törvény írta elő irtását, így a legelő megújítására olyan fajok alkalmazását javasolta, melyek elég gyorsan nőnek fel fákká és a talaj iránt nem igen válogatósak. Ilyen volt szerinte az akáctól eltekintve a – napjainkban szintén özönnövényként számon tartott – zöld juhar (*Acer negundo*) is, melyet leírása szerint szélteben termesztene és utak szegélyezésére kiválóan alkalmas. Ezeknek köszönhetően a szűrés szerbtövis az 1850-es években országszerte elterjedt gyommá vált (Priszter 1960), amit Feichtinger (1870) feljegyzései is tanúsítanak.

A Maros magyarországi szakaszára koncentráló botanikai művek közül a legelső és hosszú ideig legalaposabb munka Halász (1889) nevéhez fűződik. Amely szerint „*Makó flórája a maga 500 és néhány növényével az alföldi városok sorában kiváló helyet foglal el.*” Gyűjteményének jó részét átnézte és helyesbítette a kor kiváló botanikusa Richter is, így az adatok megbízhatósága nem lehet kérdéses. Felsorolásában a szűrés szerbtövis mellett rábukkanhatunk még a **bálványfára** (*Ailanthus*

altissima) és a fent említett zöld juharra is. Előbbi legelső hazai adatai 1841-43-ból származnak Villány térségéből (Priszter 1997; Udvardy 2004). Soó és Jávorka 1951-ben az Alföldön már meghonosodottnak írta, az 1960-as évek közepétől pedig jelzik gyakori elvadulását és állományokba való telepítését (Udvardy 2004). A **zöld juhar** (*Acer negundo*) első hazai adatai Priszter (1960) szerint Halász, Makó környékén tett megfigyeléseinél másfél évtizeddel korábbról, 1872-ből valók. Mint Simonkaitól (1893) tudjuk a századfordulón már utak mellett ültették. Nem csoda tehát, hogy Tímár (1950) gyakori adventív fajként tüntette fel munkájában és Soó (1973) 1966-ban azt jelzi, hogy az Alföld árterein már tömegesen ültetik, ártéri erdőkben és akácosokban elvadul és megtelepedik. Tóthnak (1967) a Maros hullámterén, a folyó mindkét partjára kiterjedő részletes botanikai felvételezése (ami a mai napig a Maros teljes hazai szakaszát érintő legalaposabb cönológiai felmérésnek számít) szintén leírta a zöld juhar előfordulását és később Makra (2002) is felismerte a Makóhoz közeli Csordajárás területén..

A **kanadai aranyvesszővel** (*Solidago canadensis*) kapcsolatban Simonkai (1893) azt írta, hogy 1871-ben még csak Lippa fürdője mellett lehetett látni, de művének elkészültekor elvadulva már több helyen lépett fel tömegesen, Baracska és Paulis között a Maros füzéseiben, azután Pécska mellett a Maros-part berkeiben fekvő fürdő környékén, a Fehér-Körös füzes, bozótos helyein pedig kilométernyi területeket borított el. Botta-Dukát és Dancza (2004) szerint a kanadai aranyvessző rokonával, a **magas aranyvesszővel** (*Solidago gigantea*) nagyjából egy időben jelent meg hazánkban, ez utóbbira azonban a Dunától keletre, első alkalommal csupán 1902-ben Szolnok térségében figyeltek fel. Ma alig, elsősorban folyók és patakok völgyeiben fordul elő az Alföld keleti-délkeleti részén, elterjedését leginkább az éves csapadék mennyisége határozza meg (Botta-Dukát és Dancza 2004). Tóth 1967-es és Makra 2002-es botanikai felvételezésében is rábukkanhatunk.

A **kicsiny gombvirág** (*Galinsoga parviflora*) már 1884-85-ben bőven termelt a zárai malom kertjének szélén, de Arad kertjeiben is előfordult, hasonlóan a gyalogakáchoz (*Amorpha fruticosa*), a díszkertek kedvelt cserjéjéhez (Simonkai 1893). Előbbi Magyarországra az 1850-es években, valószínűleg a Duna mentén került. Az 1858-ban Pécsen és Budán, 1866-ban pedig Erdélyben is feljegyzett növény a 20. század elején már mindenütt közönséges volt Priszter (1960) szerint. Tímárnak (1948, 1950) a Maros Szeged és Makó közötti szakaszán végzett, az Aradig terjedő irodalom áttekintésével kiegészített, hosszabb időszakot felölelő vizsgálatai is egyértelműen mutatják a faj jelenlétét, sőt már 1948-ban elterjedtnek említi azt. Ami nem meglepő, hiszen a folyóvízen kívül a szél és állatok által is terjesztett növény kaszattjai hosszú évekig csíráképesek, kitűnően és hosszú ideig úsznak a víz felszínén. A faj napjainkban is jelen van a Maros hullámterén, amit Tóth (1967) és Makra (2002) legújabb kutatásai is bizonyítanak.

Mint azt láthattuk a **gyalogakácot** (*Amorpha fruticosa*) Simonkai (1893) már 1884-85-ben együtt említette a kicsiny gombvirággal, mint kedvelt díszcserjét, igaz Priszter (1960) szerint első adatai 1907-ből valók, míg terjedésének kezdete az első világháború utánra tehető, elsősorban a Tisza és a Duna völgyében. Országos léptékben a legalkalmasabb termőhelyeken már a 20. század közepén jelen volt (Szigetvári és Tóth 2004), amit alátámaszt, hogy 1950-ben Tímár, 1967-ben Tóth és 2002-ben Makra is jelzi jelenlétét. Terepi tapasztalatai szerint napjainkban előfordulása tömeges, jelentős, sokszor áthatolhatatlanul sűrű állománya található a Vetyeháton, főként a nemesnyár ültetvények cserjeszintjét képezve. A zárt, monodomináns gyalogakácosok hosszú ideig szukcessziós elnyelő állapotot, egyfajta „zöld sivatagot” jelentenek a hullámtereken (Szigetvári és Tóth 2004). Állományát szárazúzóval és erdészeti cserjeirtóval próbálják visszaszorítani.

Lányi (1914) Csongrád vármegye flóráját három éven keresztül tanulmányozva, munkájában az árterek flórájának elemeként tüntette fel az elvadult **selyemkórót** (*Asclepias syriaca*) a Tápairéten és Újszegeden. Ezt a fajt Bagi (2004) szerint Pococke angol utazó már 1736-37-ben leírta, de Kitaibel 1800 körüli útinaplójában nyoma sincsen előfordulásának. Priszter (1997) szerint 1855-ben jelent meg először hazánkban, megjelenésére laza homokfelszíneken és a töltések oldalán lehet számítani.

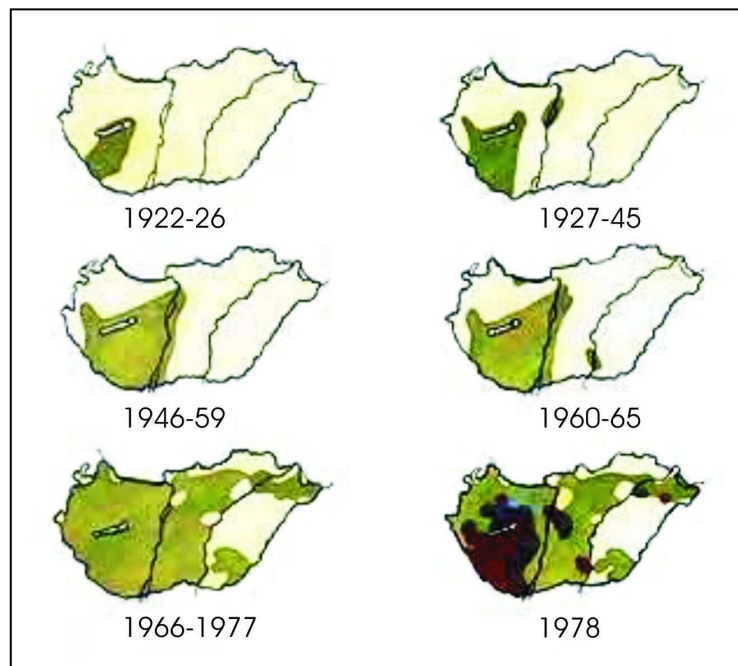
Újabb özönnövény Maros menti előfordulására vonatkozó adat Györffy 1921-es munkájában található (közli Tímár 1950) az **olasz szerbtövís** (*Xanthium italicum*) említése kapcsán. Mások munkája szerint (Böszörményi és Bagi 2006) 1922-ben a szegedi Boszorkány-szigetnél és a Maros torkolatánál, majd 1923-ban Apátfalva mellett találta meg Györffy az említett idegenhonos növényt. Később Tímár (1950) saját kutatásai során, valamint Tóth (1967) és Makra (2002) is feljegyezte.

A **süntök** (*Echinocystis lobata*) Maros mentén történő terjedésének első adata 1933-ból Margittai tollából származik (közli Bagi és Böszörményi 2006), aki a Maros felső folyásán, a Bereg megyei Dédán írta le. Igaz az 1950-es években a Dunántúl nyugati és délnyugati részében, valamint a középhegységekben volt gyakori, az Alföldön még csak néhány előfordulása volt ismert, azt azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy magvainak egy része a termésben marad és hidrochor úton – feltehetően nagy távolságra – terjed (Bagi és Böszörményi 2006). Az egykori Jugoszlávia területéről először Szlovéniából írták le 1950-ben, majd Horvátországban 1956-ban, a Vajdaság területén 1976-

ban már Zenta környékén közönséges része volt a vegetációnak (Obradovic és Budak 1979). Tímár Aradig terjedő munkáiban (1948, 1950) még nem található meg előfordulása, de Tóth 1967-ben már feljegyezte, majd Makra 2002-ben is rögzítette jelenlétét. Mára általánosan elterjedt a Tisza- és a Temes-folyók közötti területen, tölgy-kőris-szil ligetekben és füzesekben is.

A **rizsgyékény** (*Typha laxmannii*) első leírása a Vajdaságból, az 1975-ös évből származik. Köszönhetően Obradovic és Budak (1979) szerzőpárosnak, akik néhány inváziós növényfaj elterjedését vizsgálták a Tisza alsó szakasza mentén. A Közép- és Nyugat-Ázsiából származó faj rizsföldeken terjedt el és Jugoszláviába vélhetően a Tisza mentén, a Szolnok és Szeged közötti térségből húzódott le Soó (1973) szerint. A Bácska Tisza-menti részén is vannak lelőhelyei, de napjainkban tovább terjed, előfordul utak menti árkokban, száraz és mélyebben fekvő csatornáknban, valamint nádasok állományában. A rizsgyékényről Priszter (1960) azt írta, hogy tarackjaival igen gyorsan terjed, hozzánk talán Romániából került és első hazai példányait 1954-ben Boros Mindszinten gyűjtötte.

Priszter 1960-ban az **űrömlevelű parlagfűről** (*Ambrosia artemisiifolia*) azt írta, hogy a nagyobb csapadékú és savanyú talajú területeket kedveli, ezért az Alföldön lassan terjed. Hazánkba dél felől jutott el, Jávorka 1908-ban már szedte Orsován. Végleges behurcolása csak 1922-ben Jugoszláviából történt, majd a Drávától Veszprém megyéig 3-4 év alatt terjedt el. További 20 év alatt főleg a Dunántúl többi részén vált gyakorivá. A Tiszántúlon 1960-ban még alig fordult elő (Priszter 1997, Járainé 1999, Szigetvári és Benkő 2004), igaz Tímár 1955-ben Szegedtől északra már megfigyelte (közli Priszter 1997). Tímár korábbi műveiben (1948, 1950) még nem bukkantam a parlagfű jelenlétét alátámasztó bizonyítékokra. A faj hazai elterjedésének ekkori állapotát jól tükrözi a Járainé által szerkesztett térképsorozat is (5.1.ábra). Az 1960-as évek végéig nem is tudták kimutatni a növény pollenszemeit Szeged levegőjében, míg napjainkra a város Magyarország parlagfű pollennel leginkább szennyezett területévé vált az augusztus-szeptemberi időszakban (Makra et al. 2005). A növény virágzási periódusa 2001-2003 között júl. 1. – okt. 19. közé esett Szegeden (Makra et al. 2005), de amikor nincs helyi pollenszórás, akár Horvátország, Észak-Olaszország, vagy a Rhone-völgyének térségéből is érkezik néhány parlagfű pollenszem Dél-Magyarország fölé (Makra et al. 2007).



5.1. ábra: A parlagfű (*Ambrosia artemisiifolia*) elterjedése hazánkban (Járainé-Komlódi szerint 1999)

Tímár (1948, 1950), Tóth (1967) és Makra (2002) átfogó florisztikai vizsgálatai már megfelelő háttéranyagot biztosítottak ahhoz, hogy értékeljék az özönnövények hullámtéri vegetációban betöltött szerepét. Tímár adatai szerint az egész Maros meder florisztikai spektrumában az adventív növényfajok 7,9 %-ban, a kozmopoliták pedig 18,6 %-ban képviseltették magukat az 1940-es évek végén. Míg Tóth 1967-ig a Maros hullámterében 32 társulást figyelt meg, ezeket részletesen jellemezte, valamint 528 fajt és alfajt számolt össze. Flóraelem szerinti értékelésében a kozmopoliták aránya 79 fajjal 15 %-os, az adventív és

elvadult kultúr növényfajok (25 db) részaránya pedig 4,7 % volt ekkor. Makra (2002) az általam is vizsgált Csordajárás területéről készített diplomamunkájában foglalta össze a 2000-2001-ben folytatott florisztikai vizsgálatainak eredményeit. A hullámtér területén megtalált vegetáció típusok besorolását a Nemzeti Biodiverzitás-monitorozó Rendszer Élőhely-osztályozási kategóriái alapján végezte el. Az általa kutatott területen 250 növényfajt sikerült azonosítani, ezeknek 75,3 %-át teszik ki a ruderalis növényfajok, ebből a fajkészletet tekintve a zavarástűrő növények (34,5 %) és a honos gyomfajok (20,4 %) fordulnak elő legmagasabb arányban, valamint az antropogén tájidegenek aránya 6,6 %, a tájidegen agresszív kompetitoroké pedig 6 %. A fajok tömegesség szerinti részesedését is figyelembe véve a tájidegen agresszív kompetitorok már sokkal meghatározóbb szerepet kapnak.

5.2. Vizsgálati módszerek

A mintavételezést a szemcseösszetételi, pollenanalitikai és üledékkémiai vizsgálatokhoz olyan helyszíneken végeztem el, (1) amelyeken a szabályozások hatására éles váltás következett be az üledék szemcse-összetételében (pl. aktív folyóhát homokos felszíne, ami a szabályozásokat követően messzebb került az aktív medertől, így ott finomabb üledék rakódott le; vagy egy a szabályozások során átvágott mederrészlet); és olyan helyen (2) amely a szabályozások előtt és azt követően is ártéri lapály üledéksorát reprezentálja. Továbbá Apátfalvánál (3) a jelenlegi alacsony ártéren, a folyó egykori durva homokos zátonyfelszínére rakódott iszapos-agyagos üledék vastagságát vizsgáltam. A mintavételezés módja, a minták jelölése az alábbiak szerint történt a kijelölt mintavételi helyeken, folyásirányban haladva:

- **APZ 1-APZ 5 (Apátfalva):** Az apátfalvi öblözet egykori durva homokos zátonyfelszínén az 1950-es évektől kezdődően lerakódott finomabb szemcséjű üledék vastagságának vizsgálata céljából Edelman-típusú kézi fúrot alkalmaztam. Az üledékrétegek feltárására az aktív mederre merőleges, az egykori zátony felszínét keresztező 60 méter hosszú szelvény mentén került sor. A fúrások helyszínének kijelölése során három az alacsony ártér magasabb térszínén, míg másik két szelvény a közöttük található, alacsonyabb helyzetű egykori vízfolyások területén lett kijelölve (2.9. ábra). A zátonyfelszín anyagának eléréséig mélyített fúrások (APZ 1-APZ 5) esetében alapvetően 10 cm-es osztásközzel, de néhány esetben 5 cm-enként történt a mintavétel. A minták száma az aktív medertől távolodva 9, 11, 3, 16 és 3 db volt, melyeknek szemcse-összetételi elemzését végeztem el. Ugyanakkor a teljes jobb parti hullámtér és a mintavételi pontok magassági viszonyait is felmértem ebben a keresztzelvényben, Sokkia SET310 típusú mérőállomás segítségével.
- **Cs1 (Csordajárás):** a goszpodi átmetszés során levágott egykori Maros meander mederkitöltő anyagát tárja fel. A korábbi aktív meder durva anyaga élesen elkülönül a holt mederré válás utáni iszapos-agyagos szerves anyagban gazdag üledéktől. A fúrás mélységét tehát az egykori meder durva fenéküledékének elérése határozta meg. A mintavételezést a kanyarulatnak a legmélyebb részéről, Földvári-fejes kézi fúróval végeztem el. Ezzel a módszerrel viszonylag jelentős üledékmennyiség nyerhető (pollenanalitikai vizsgálataimhoz azok belső steril magját használtam fel), azonban 5-10 cm-nél finomabb felbontású használata már bizonytalan. Ennek megfelelően 10 cm-es osztásközt alkalmaztam, ahol azonban a rétegsorban éles változás volt megfigyelhető, ezt tovább (5 cm-re) finomítottam. Ezek alapján a 420 cm mélységű Cs1-es szelvényből 43-43 db mintát szállítottam laboratóriumba az üledék fizikai és kémiai paramétereinek, valamint pollenelemzésének céljából.
- **Cs2 (Csordajárás):** A Cs2-es jelzésű szelvény a Csordajárás átvágott kanyarulata mentén helyezkedik el, annak egykori folyóhátján. A mintavételi pont kijelölésekor lényeges kritérium volt, hogy az a levágott kanyarulathoz közel, míg a jelenlegi medertől lehetőleg minél távolabb helyezkedjen el. Ez azért volt fontos, mert a meder közelében durvább szemcse-összetételű anyag halmozódott fel, míg a hullámtér távolabbi részeire csak lebegtetett anyag jutott. Így a megfelelően kiválasztott mintavételi helyen a folyószabályozásra (pl. mederátvágásra) a szemcsefrakció-váltás is utal. A Cs2 szelvény esetében kutatóárkot létesítettem, melyből 2 cm-enként történt mintavétel, így 54 db minta elemzésére került sor.
- **Cs3 (Csordajárás):** A mindenkor árvízi lapályon létesített Cs3-as szelvény nagyobb relíefü morfológiai formáktól mentes területen található. Övzátonyoktól mentes alluviális síkságon illetve az egykori ártéri mocsár területén átlagos felhalmozódási értékek mérhetőek. A szemcseméret-váltás az

esetleges kisebb különbségek miatt a minták szemcseeloszlásának vizsgálatával mutatható ki egyértelműen. A Cs3 helyszínen létesített kutatóárok 2 cm vastagságú rétegeiből 55 db mintát szállítottam laboratóriumba.

- **Zu (Zugoly):** a zugolyi átmetzéshez tartozó korábbi meander Cs1 szelvényhez hasonló módon létesített, 400 cm mélységű szelvényéből gyűjtött 41-41 db minta elemzését végeztem el.
- **Ve (Vetyehát):** a Ve elnevezésű szelvény, az 1858-ban átvágott vetyeháti meander mederkitöltő anyagát tárja fel. Laboratóriumi vizsgálatokhoz a Cs1 és Zu jelzésű szelvényekhez hasonló helyzetben és módon, Földvári-fejes kézi fúróval 360 cm-es mélységig lehatolva, 39-39 db mintát gyűjtöttem be szemcse-összetételi és palynológiai elemzés céljából.

A minták szemcseösszetételét Köhn-féle iszapolással és száraz szitálással határoztam meg. A kiértékelésnél az Atterberg-féle szemcsenagyság szerinti osztályozást használtam, de a finomhomok frakciót tovább bontottam Miháltz szerint (Jakucs 1973). A 0,02-0,002 mm nagyságú frakcióra – Atterberg alapján – az iszap megnevezést használtam, más nevezéktanban ez megfelel a finomkőzetlisztnak (Bérczi és Balogh 1991). A minták karbonát tartalmának meghatározását Scheibler-féle kalciméterrel, a szervesanyag tartalom meghatározást Tyurin-módszerét követve $K_2Cr_2O_7$ -os feltárással spektrofotometriás úton végeztem, majd t%-ban adtam meg.

A palynológiai elemzés céljából, egykori mederészletek területéről (Cs1, Zu, Ve) begyűjtött mintákat további elemzésig légmentesen záródó műanyag mintatartó edényekben, hűtött körülmények között, 50 t%-os metanol oldatban tároltam. A pollenanalízis esetében a Zólyomi-Erdtman-féle cink-kloridos acetolízises feltárási módszert alkalmaztam. A sporomorfákat 400-600-szoros nagyítással határoztam meg species, genus, familia illetve a Pteridophyta-k esetében phylum szinten. A pontos határozást segítették a leggyakoribb özőnnövényektől a Maros hullámterén begyűjtött pollenszemek, valamint a potenciálisan előforduló özőnfajok ekvatoriális és poláris nézetű fotóinak letöltése internetes adatbázisokról. Az egyes minták pernyetartalmát az elemzés során ötfokozatú skálán értékeltem.

Az eredmények grafikus megjelenítését Tilia és Tilia Graph szoftver segítségével végeztem. A kétféle – abszolút és százalékos – diagram közül a hangsúlyt az elemzéskor az előbbire fektettem, mivel a mintánként meghatározott pollenek száma nem minden minta esetében érte el a statisztikailag értékelhető 150 db-ot, így a százalékos diagram esetleg torzíthatta az adatokat. Mivel az üledékrétegek pollensűrűsége is informatív lehet, ezért a mintákban tárgylemezenként ($3,24\text{ cm}^2$) átlagosan előforduló sporomorfa-sűrűséget a diagramon szintén ábrázoltam. A diagramok elkészítésekor az egyes növényfajoknak a szokásostól némileg eltérő csoportosítását alkalmaztam, annak érdekében, hogy a diagram elemzését megkönnyítsem. A meghatározott fajokat 11 csoportba osztottam, főként Simon (1994) növénycönológiai besorolását felhasználva. A fákat alapvetően két részre tagoltam, vélhetően a Maros vízgyűjtőjéről érkező *allochton* és a mintaterület környezetében előforduló helyi (*autochton*) fajokra. Ezek után megkülönböztettem a hínárnövényeket (*Lemnetae*), mocsári növényzetet (*Phragmitetea*), nedves rétek növényzetét (*Molinio-Juncetea*), száraz pusztagyeppek és vetési gyomnövényzet (*Festuco-Brometea* + *Chenopodietea*) csoportját és a füzesekre jellemző lágyszárúakat (*Salicetea NAP*). Elkülönítettem még a vizsgálat számára lényeges inváziós növényfajokat, *allochton* lágyszárú növények pollenjeit, a fenti csoportokba nem besorolható lágyszárúakat, valamint a spórákat. A táblázat végén összegeztem a fás- (*AP*), illetve lágyszárú (*NAP*) növények pollenszemeit.

Vizsgálatomnak fontos részét képezte a főként Priszter (1997) által összegyűjtött, ismert időpontban megjelent, illetve először leírt hazai inváziós fajok közül a jelen kutatásban felhasználható fajok kiválogatása. Elsősorban azok az idegenhonos növényfajok kerültek a vizsgálat látókörébe, amelyek ismert elterjedési területe Makó környékét is lefedi, valamint élőhely igényük alapján árterek erdőiben, magaskórós társulásaiban, iszapnövényzetében, valamint mocsarakban és nedves réteken képesek megtelepedni. Második lépésként tovább szűkítettem a fennmaradó növények listáját, hiszen a szabályozások előtt megjelenő inváziós

növények (mint például az 1750-60-as években megjelent akác) nem használhatóak korjelzőnek a vízügyi munkálatok óta történt feltöltődés esetében. A szelektálás eredményeképpen az 5.3. táblázatban felsorolt fajok képezték további vizsgálataim alapját.

Ezek után a fajokat az alapján kellett tovább szelektálni, hogy az adott faj mennyire tömeges megjelenésű. Palynologiai elkülönítésük szempontjából az is igen fontos, hogy az adott fajnak hány közeli (nem inváziós) rokona él hazánkban. A pollenanalitikai elemzés során ugyanis ezeknek a növényeknek a pollenszemeit igen nehéz biztonsággal megkülönböztetni, kis tévedés is nagymértékben befolyásolhatja következtetéseket.

Szeretném hangsúlyozni, hogy a Priszter (1997) által közölt évszámok több esetben nem a taxon valóságos behurcolódásának, meghonosodásának, vagy kivadásának tényleges évét jelentik, hanem csupán annyit, hogy abban az évben található róla az első irodalmi említés, vagy némelykor az első datált herbáriumi példány. Tehát egyes fajok már első említésük előtt is előfordulhattak hazánkban, de úgyszintén az is lehetséges, hogy bár egy adott időpontban leírták, de csak évekkel, évtizedekkel később jelent meg a Maros árterén. Ez utóbbi esetre kiváló példa a parlagfű, amelynek megjelenését Priszter már 1908-ra vissza tudta vezetni, de Tóth (1967) és Járainé Komlódi (1999), valamint Makra et al. (2005) adatai alapján megjelenése Makó környékén csak az 1960-as évek végére tehető.

Elterjedés ideje	Faj	Latin név	Forrás
1872- 1889 -1966-1967	zöldjuhar	<i>Acer negundo</i>	b; c; g; h; i
1841- 1889 -1951	bálványfa	<i>Ailanthus altissima</i>	b; k; p
1908- 55-60-70	ürömlevelű parlagfű	<i>Ambrosia artemisiifolia</i>	e; f; k; l; n; q
1884-1885 -1907-1918	gyalogakác	<i>Amorpha fruticosa</i>	c; g; o
1855- 1914	selyemkóró	<i>Asclepias syriaca</i>	d; k
1948-51	rizspalka	<i>Cyperus difformis</i>	g; k
1904-1933- 1967 -1976	süntök	<i>Echinocystis lobata</i>	e; f; h; j; r
1870	átokhínár	<i>Elodea canadensis</i>	g
1929	borzas gombvirág	<i>Galinsoga ciliata</i>	g; k
1856-66- 84-85	kicsiny gombvirág	<i>Galinsoga parviflora</i>	c; g; k
1910	sokvirágú napraforgó	<i>Helianthus decapetalus</i>	k
1870-71-93	kanadai aranyvessző	<i>Solidago canadensis</i>	c; g; m
1863- 1902	magas aranyvessző	<i>Solidago gigantea</i>	g; m
1932- 54-75	rizsgyékény	<i>Typha laxmannii</i>	i; j; k
1880	vizidara	<i>Wolffia arrhiza</i>	g
1921-22	olasz szerbtövis	<i>Xanthium italicum</i>	f; s
1797-1830- 1850	szúrós szerbtövis	<i>Xanthium spinosum</i>	a; b; c; g; k

5.3. táblázat: A potenciálisan fellelhető özönnövények elterjedési ideje. A táblázatban külön kiemelve szerepelnek a Maros alsó szakaszára vonatkozó, a hozzájuk rendelt irodalmi adatok alapján pontosított időpontok (Források: **a**-Feichtinger 1870; **b**-Halász 1889; **c**-Simonkai 1893; **d**-Lányi 1914; **e**-Tímár 1948; **f**-Tímár 1950; **g**-Priszter 1960; **h**-Tóth 1967; **i**-Soó 1973; **j**-Obradovic és Budak 1979; **k**-Priszter 1997; **l**-Járainé 1999; **m**-Botta-Dukát és Dancza 2004; **n**-Szigetvári és Benkő 2004; **o**-Szigetvári és Tóth 2004; **p**-Udvardy 2004; **q**-Makra et al. 2005; **r**-Bagi és Böszörményi 2006; **s**-Böszörményi és Bagi 2006).

Így, ha a fenti növények megjelentek a hullámtéren, s pollenjeik megőrződtek, akkor az az üledékréteg maximális korának megállapítására használható fel, ebből pedig következtethetünk az egyes időszakok akkumulációjának mértékére.

5.3. Eredmények

A korábban megismert négy öblözetben végzett fúrások eredményeit folyásirányban lefelé haladva ismertetem. Először egy apátfalvi zátonyfelszín valamivel rövidebb (1950 óta tartó) fejlődését kívánom rekonstruálni (APZ 1-5). Ezt követően a Csordajárás területén kiválasztott három különböző geomorfológiai helyszín közül először a pollenanalitikailag is vizsgált egykori meder folyószabályozás óta képződött rétegsorát (Cs1) ismertetem, majd egy jelenleg inaktív folyóhát (Cs2) és végül a mindenkori ártér (Cs3) területén vett mintákat elemzem. Ezután következik a Zugoly (Zu) és Vetyehát (Ve) egykori meandereinek területén feltárt üledékek részletes vizsgálata.

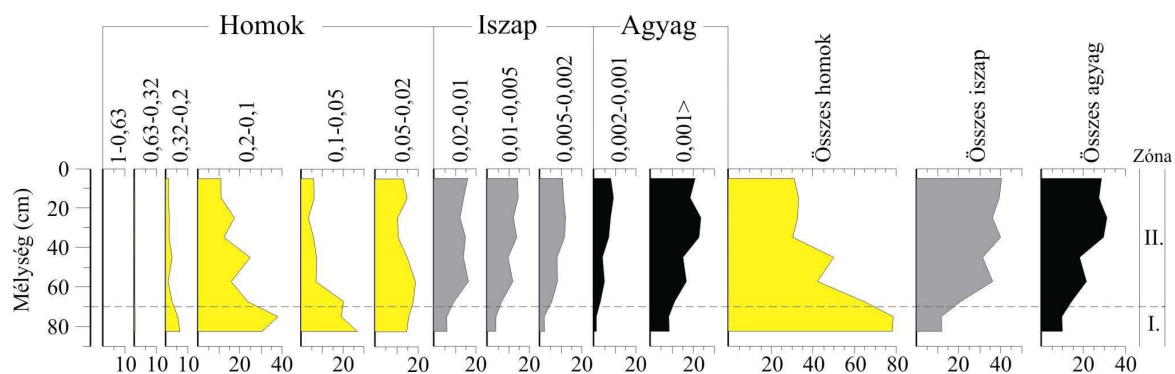
5.3.1 Üledék-felhalmozódás egykori apátfalvi zátonyfelszínén

Az apátfalvi mintaterületen 1950 óta lezajlott változások (lásd 3.4.2.1 fejezet) hatására az egykori zátonyfelszín napjainkra egy a korábbinál nagyobb átlagmagasságú, de az ártér többi részénél még alacsonyabb, hullámos felszínű (a vízátfolyások helyzetét őrző), agyagos-iszapos üledékkel fedett alacsony ártéri területté vált.

A Maros aktív medréhez legközelebb (94 m-re) eső, 84,13 méteres magasságban fúrt szelvényben (APZ 1) a korábbi zátonyfelszínt jelentő világosbarna színű, durva szemű homokréteget 75 cm-es mélységben érte el a fúrófej (5.2. ábra).

A zátonyanyag 78-78,5 %-os homoktartalmú, legnagyobbbrészt (30-38 %) aprószemű homokból (0,1-0,2 mm) áll, fölé 20 cm vastagságban csökkenő homoktartalmú iszapos összlet települ. Majd 40-50 cm-es mélységben az üledék homoktartalma ismét megemelkedik, vélhetően nagyobb energiájú áradásoknak köszönhetően. A homok részaránya a legalacsonyabb (30-33 % körüli) innentől a felszínig terjedő homogén összletben, az iszap 40 %, az agyag tartalom pedig 30 % körül mozog. Legnagyobb hányadát a legfinomabb, 0,001 mm-nél kisebb szemcsék teszik ki 18,5-23,5 %-os részarányukkal. Összehasonlításként, a vizsgált 2005. és 2006. évi áradások alkalmával a hullámtérnek ezen a pontján 1,5-3 cm vastagságú üledék rakódott le (homok 30,1 % majd 24,7 %, iszap 51,5 % és 53 %, agyag 18,4 % és 22,3 %). A minták legnagyobb hányadát mindkét évben az igen finom szemű homok (0,02-0,05 mm) és az egy kategóriával finomabb (0,01-0,02 mm-es) iszap tette ki.

A zátonyfelszínnek ezen a viszonylag magas, a jelenlegi aktív mederhez közeli pontján fél évszázad alatt átlagosan 1,4 cm/év üledék akkumulálódott. Tehát az átlagos vízhozamú, de rövidebb-hosszabb elöntésekkel jellemezhető 2005. évi áradás hasonló, míg a szintén átlagos vízhozamú, de a Maros esetében kifejezetten tartósnak mondható 2006-os árvíz kétszeres mennyiségű hordalékot halmozott fel a sokévi átlaghoz képest, a hullámtérnek ezen a pontján.

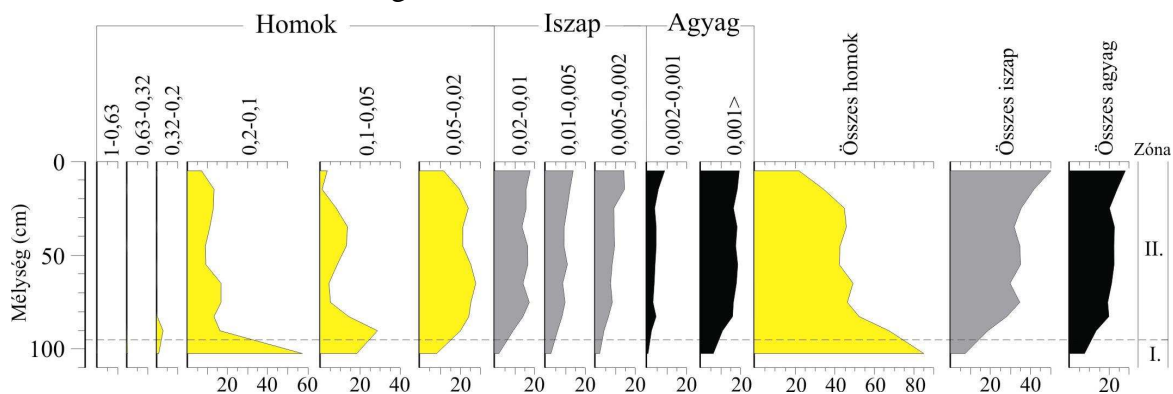


5.2. ábra: Az APZ1 jelű (Maroshoz legközelebb eső) fúrásból származó minták szemcseösszetételi-diagramja

A második fúrást (APZ 2) az aktív medertől 114,7 méteres távolságban, a zátony egy korábbi vízátfolyásában, a környezeténél nagyjából fél méterrel mélyebben (83,6 B.f.m) létesítettem. A zátony anyagát a kézi fúró itt 95 cm-nél érte el.

Az egykori zátony rétegzett homok anyagának (84,9 %-os összes homoktartalom) az előző fúráshoz hasonlóan szintén az aprószemű homok tette ki a legnagyobb hányadát, igaz nagyobb (57 %-os) arányban (5.3. ábra). Ez az egykori vízátfolyás mélyebben fekvő helyzetével és az ebben előforduló, egykor jelentősebb sodrással magyarázható. A fedő üledék eleinte még magas homoktartalma 95-20 cm között 40-45 %-ra csökken, a homoktartalom csökkenésével párhuzamosan az iszaptartalom emelkedik 19-ről 35 %-ra, miközben agyagtartalom csökkenésével változatlan (20-23 %) marad. Majd a legfelső 0-20 cm-es szintben ismét felére (22 %) esik a homoktartalom. A szelvény legfinomabb üledékei a felső tíz centiméteren találhatóak. Fele részét iszap alkotja és agyagtartalma is itt a legmagasabb (28,1 %). Legnagyobb arányban a 0,001 mm-nél kisebb szemcsék vannak jelen (19,4 %) ebben a rétegben, hasonlóan a 2006. évi árvíz során ebben a pontban lerakott üledékhez (21,7 %). A 2 cm vastagságú friss hordaléknak a homok (16,1 %), iszap (54,5 %) és agyag (29,4 %) tartalma is egyezett a 0-10 cm-es szintben található üledékével.

A zátonyfelszín a mederhez közelebbi vízátfolyásban, a fentiek alapján átlagosan 1,9 cm/év vastagságú felfelé finomodó üledék fedte be. Tehát a 2006-ban itt megfigyelt akkumuláció közelít az 1950 óta számolt átlaghoz.

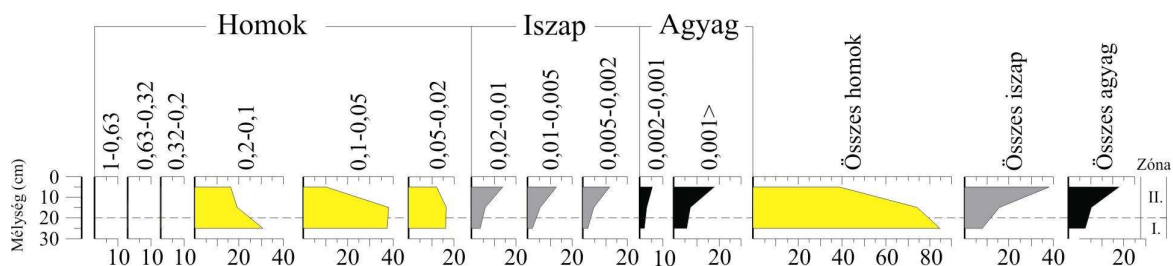


5.3. ábra: Az APZ2 jelű, a zátony egykori vízátfolyásában mélyített fúrás mintáinak szemcseösszetételi-diagramja

Az „APZ 3.” jelű fúrás 127,1 méterre, 83,94 méteres magasságban fekszik. Itt már 20 cm-es mélységben elérve az egykori zátony előző fúrásnál már megismert homok világosszürke és világosbarna rétegzett homokos anyagát.

Az apró szemű homok aránya itt 57 % helyett csupán 30,7 %, és a 0,05-0,1 mm-es homok frakció a domináns 37,4 %-kal, ami magyarázható magasabb fekvésével (5.4. ábra). A zátony anyaga fölött elsősorban az aprószemű homok aránya csökken le (10 %-kal) és az iszap, valamint agyag frakciók növekszenek meg ugyanilyen mértékben. A legfelső tíz centiméteren alapvető változás áll be az üledék fizikai paramétereiben. Felére esik a homoktartalom (38,7 %) és azzal azonos mennyiségű iszap (38,3 %), valamint 23 %-os agyagtartalom jellemzi.

A zátonyközepe magasabb felszínén tehát átlagosan 0,4 cm/év hordalék rakódott le a 20. század közepe óta, ami szintén megegyezik a 2005-ben megfigyelt akkumulációval, akárcsak az APZ 1-es fúrás helyszínén.

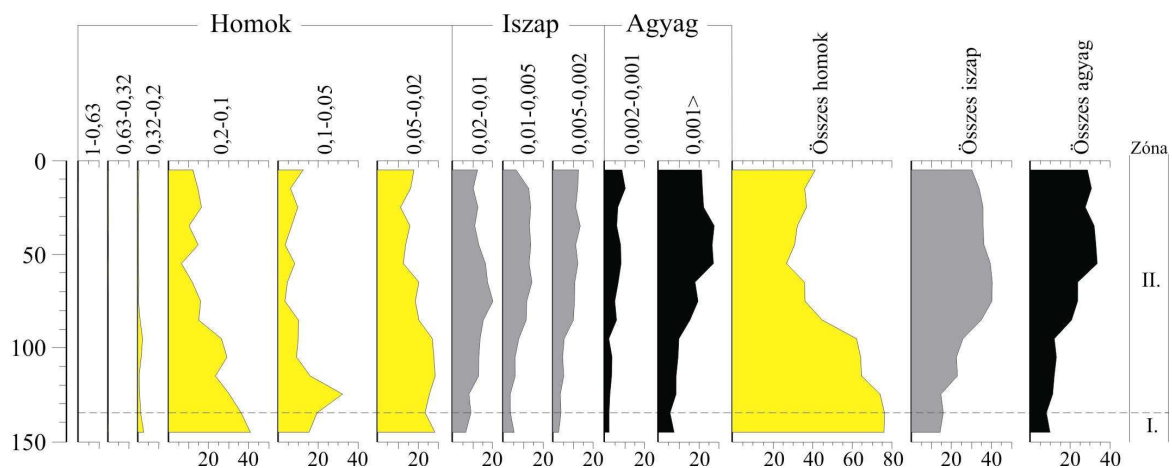


5.4. ábra: Szemcseösszetételi-diagram az APZ3 fúrás mintáiból

A negyedik fúrást (APZ 4) ismételtén a zátonyfelszín egykori vízátfolyásában létesítettem, 142,3 méterre a medertől, 83,4 méteres magasságban. Tehát a másik vízátfolyás (APZ 2) jelenlegi felszínénél is mélyebben. A korábbi zátony anyagát a 130-150 cm-es mélységben található, összesen 76 % homok frakciót tartalmazó (34-41,4 % aprószemű homok) üledékrétegben határoztam meg (5.5. ábra).

A közepes szemű homok (0,2-0,32 mm) 140-150 cm mélységben érte el a szelvényben maximumát (2,8 %). A zátony anyaga fölött található 120-130 cm-es réteg összes homoktartalma még hasonlóan magasnak bizonyult (74 %), azonban az aprószemű homok (0,1-0,2 mm) részaránya itt már felére csökkent (18,5 %) és átadta helyét a finomszemű homoknak (30,1 %). A 90 és 120 cm közötti szintben már az összes homoktartalom is lecsökkent (62-65 %), amit a 23-26 %-os iszap frakció ellensúlyoz. Majd 90-től 50 cm-es mélységig tovább csökken a homok részaránya (min. 26,7 %). A közel 40 %-os iszap és 34 %-os agyagtartalom itt már tömött, sötétbarna színű, csillámokban dús, vékony homokos rétegekkel tagolt üledéket eredményezett. Az 50 cm-es mélységtől a felszín felé a homoktartalom növekedett (41,3 %-ig), az iszap és agyag tartalom pedig kiegyenlített (30 % körül). Azonban a legnagyobb részarányú frakciót a legapróbb agyag szemcsék (0,001>) jelentették (26,3-20,4 %).

Az egykori legmélyebb helyzetű vízátfolyás fokozott akkumulációja átlagosan 2,6 cm/év volt, ami a 2006-ban itt felvételezett 1,6 cm-es akkumulációt nagymértékben meghaladta. A 2006-ban lerakott hordalék legapróbb szemcséinek (0,001>) aránya azonos (22,2 %) volt a legfelső 10 cm-en tapasztaltakkal, azonban összességében jóval finomabb, de az aktív mederhez közelebb eső vízátfolyásban (APZ 2) mérthez hasonló szemcseösszetételűnek bizonyult (homok 12,7 %; iszap 55,1 %; agyag 32,2 % tartalmával).



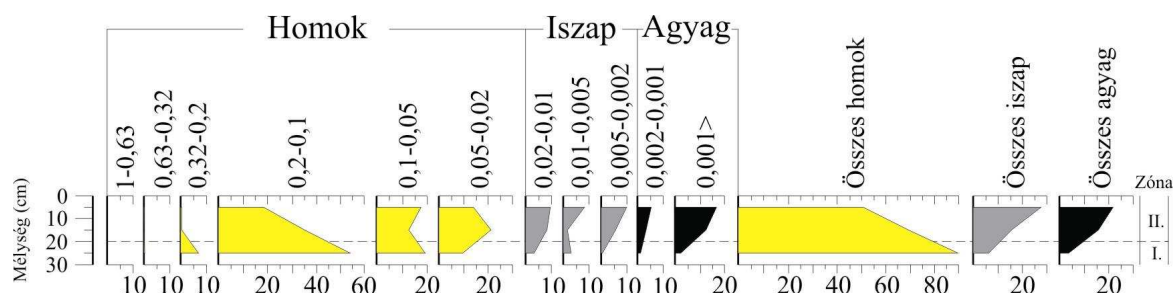
5.5. ábra: A legmélyebb, vízátfolyásban létesített APZ4 fúrás szemcseösszetételének diagramja

Az aktív medertől legtávolabb elhelyezkedő fúrást (APZ 5) az egykori zátonyfelszín pereméhez közel, 84,27 méteres tengerszint feletti magasságban létesítettem. Az öt fúrás

közül ez található a legmagasabb helyzetben. Az egykori zátonyfelszín homokos anyagát már 20 cm-es mélységben harántolta a fúró.

A zátonyt felépítő szürkésbarna rétegzett anyag összes homoktartalma 89,9 % (5.6. ábra), amelynek jelentős része (54 %-ban) aprószemű homokból (0,1-0,2 mm) áll, míg a középszemű homok (0,2-0,32) a fúrásnak csak ebben a mélységében jelenik meg számottevő mértékben (6,8 %). Erre világosabb színű, lecsökkent homoktartalmú (69,2 %) üledék települt a 10-20 cm-es szintben. Itt az aprószemű homok aránya már csupán 35 %, az igen finom szemű homok (0,02-0,05 mm) tartalom viszont 9,6 %-ról 21,2 %-ra emelkedik. A gyökerekkel átszőtt, magas szervesanyag tartalmú, sötétebb színű legfrissebb hordalék homoktartalma tovább csökken (50,6 %), az iszap és agyag frakciók mennyiségével egyezik meg.

Az egykori zátonynak a medertől legtávolabb eső pontján tehát eleinte még finom homokos, majd még apróbb szemű, felerészt iszappal és agyaggal kevert lebegtetve szállított hordalék



5.6. ábra: Az egykori zátonyfelszín aktív medertől legtávolabb eső és a legmagasabban elhelyezkedő pontjában létesített APZ5 jelű fúrásának szemcseösszetételi-diagramja

ülededett ki, az APZ 3 jelű, hasonló geomorfológiai helyzetű de mederhez közelebbi fúrással megegyező akkumulációs sebességgel (0,4 cm/év). A 2005-ben és 2006-ban 0,2 cm, majd 0,5 cm vastagságban lerakott hordaléknak 2006-ban az iszaptartalma volt meghatározó (46,6 %), míg homok és agyagtartalma egymással azonos (26,7 %) volt. Ez az utóbbi évek áradásai során lényegesen finomabb üledék lerakódását jelzi, ami vélhetően a terület fokozatos felmagasodásának és az utóbbi évek kisebb árvizeinek tudható be.

Az egykori zátonyfelszínen megfigyelhető akkumulációt tehát jelentős mértékben befolyásolták a domborzati/geomorfológiai viszonyok, valamint az aktív medertől való távolság. A zátony viszonylag sík, kiemelt helyzetű homokpadjain a mederhez legközelebb ugyanis 1,4 cm/év, annál távolabb 0,4 cm/év hordalék rakódott le átlagosan. Míg a zátony mélyebb helyzetű vízátfolyásai fokozottabb akkumulációval (1,9 ill. 2,6 cm/év) jellemezhetőek, így az áradásoknak köszönhetően lassan beleolvadnak környezetükbe, ma még enyhén hullámos alacsony ártéri részt képezve. Az akkumuláció mértékét befolyásoló tényezők szerepe nem csak a frissen felhalmozódott üledékréteg vastagságán, hanem annak összetételében is megmutatkozott. Mint ahogy várható volt, az aktív mederhez közelebb, valamint az alacsonyabb fekvésű részekben durvább hordalék rakódott le. A 2005 és 2006. évi áradások során megfigyelt üledékképződés egy kivétellel (APZ 4) megegyezett a fél évszázadra becsült átlaggal. A 2005-06-ban frissen lerakódott üledék szemcseösszetétele a legfelső 10 cm-es üledékréteggel általában egyező, vagy annál finomabb volt.

5.3.2 Ártér- és mederfeltöltődési vizsgálatok a Csordajárás területén

A vizsgálat második mintaterülete, a Makóhoz legközelebb eső Csordajárás, ahol az 1846-ban átmetszett kanyarulat csupán enyhe mélyedésként olvad környezetébe ma már. A hozzá kapcsolódó folyóhát és övzátonyok is alig emelkednek ki az egykori legelő területéből.

5.3.2.1. Egykori meder (Cs1) üledékrétegeinek vizsgálata

A Csordajárás területén található feltöltődött kanyarulatban, az aktív medertől 840 méteres távolságban, 420 cm-es mélységig történt a fúrás. A Cs1 jelű szelvényt három nagy egységre lehet osztani fő fizikai paramétereiben megfigyelt változások alapján (5.7. ábra). Ezek a zónák az alábbiak:

I. zóna (380-420 cm): Ebben a zónában a homok mennyisége 77-92 % között változik, stabil csúcsot képezve. Számottevő mértékben szinte csak itt jelenik meg a középszemű homok (0,2-0,32 mm), az apró szemű homok (0,1-0,2 mm) aránya is itt a legmagasabb (kb. 40 %). Az iszap és agyag frakció aránya minimális, csak a durvább iszapfrakció van jelen említésre méltó mennyiségben (max. 10 %). A minták szerves anyag tartalma alacsony. Mindezek alapján kijelenthető, hogy ezek a minták a Maros egykori medrének durvább, homokos fenéküledékét reprezentálják.

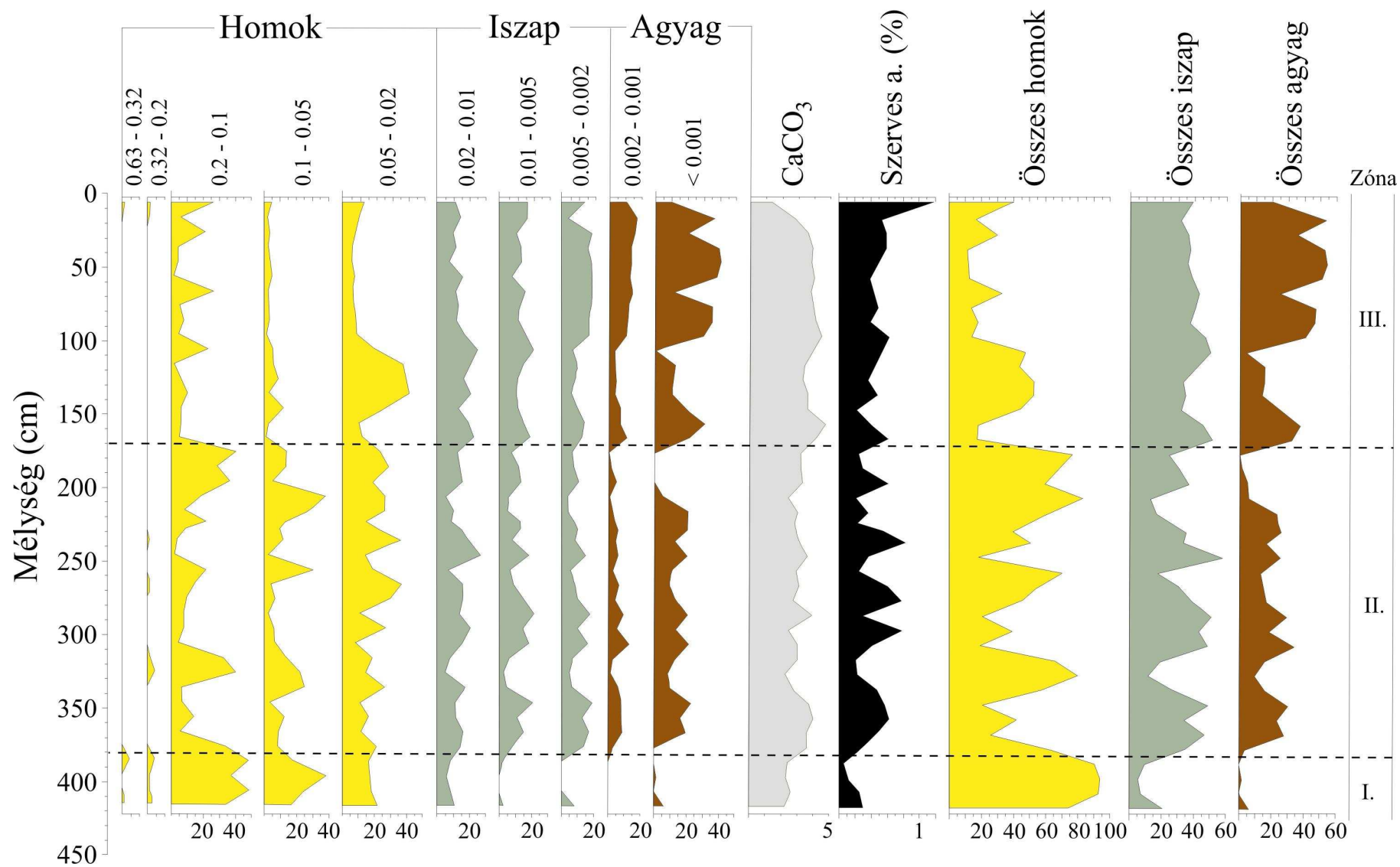
II. zóna (170-380 cm): A középszemű homok időnként történő megjelenése megegyezik a finomabb homokfrakció maximumaival. Ezek a csúcsok igen élesen elütnek környezetüktől, ezekben a mintákban a homokfrakció 75 % körül éri el maximumát. A hét csúcsból három esetében kisebb csak ez az érték, de nagyjából mindig 40 % körüli. Ezekkel a kiugró értékekkel ellentétes viszonyban leglátványosabban az összes iszap aránya áll. A homok csúcsok alkalmával erőteljesen lecsökken és ez fordítva is igaz: a 20 % körüli homok minimumok alkalmával éri el az iszap a maximumát, nagyjából minden alkalommal 50 %-ot. Az iszaphoz hasonló tendenciát mutatja a minták agyagtartalma is, csak kisebb mértékben, kb. 25 %-os csúcsokkal. A szerves anyag mennyisége a finomabb üledékfrakciókhoz hasonlóan változik, erősen ingadozó értékekkel jellemezhető.

III. zóna (0-170 cm): Alapvető változás látható az előzőekhez képest. A II. zóna utolsó tartós kiugró értéke után itt a homok összes százalékos értéke hirtelen lecsökken és a továbbiakban sem ér már el olyan magas értéket, mint korábban, néhol 50 %, de leginkább a 30 %-os maximális értékek a jellemzőek. A középszemű homok, említésre méltó mennyiségben már nincsen jelen. A homokcsúcsok észrevehetően kisebbek, elmosódottabbak, kivéve a 150 és 100 cm között elhelyezkedőt, amelyet főképp a homokon belül az igen finom homok frakció (0,02-0,05 mm) alkot. Az iszap eloszlásának képe méginkább egyveretű. Nincsenek olyan jellegzetes csúcsai, de 30 % alá sem csökken az aránya. Az agyagra ugyanez már nem mondható el, gyakran eléri az 50-55 %-os értéket, de 5 %-os értéke is előfordul. A homok arányának változása itt az agyag – és már nem az iszap – frakcióval ellentétes, de ez esetben a kisebb szemcseátmérőjű agyag javára, annak a változásait egyensúlyozza ki a homok részaránya. A szervesanyag tartalom az előző zónákhoz képest magasabbnak és kiegyenlítettebbnek mondható.

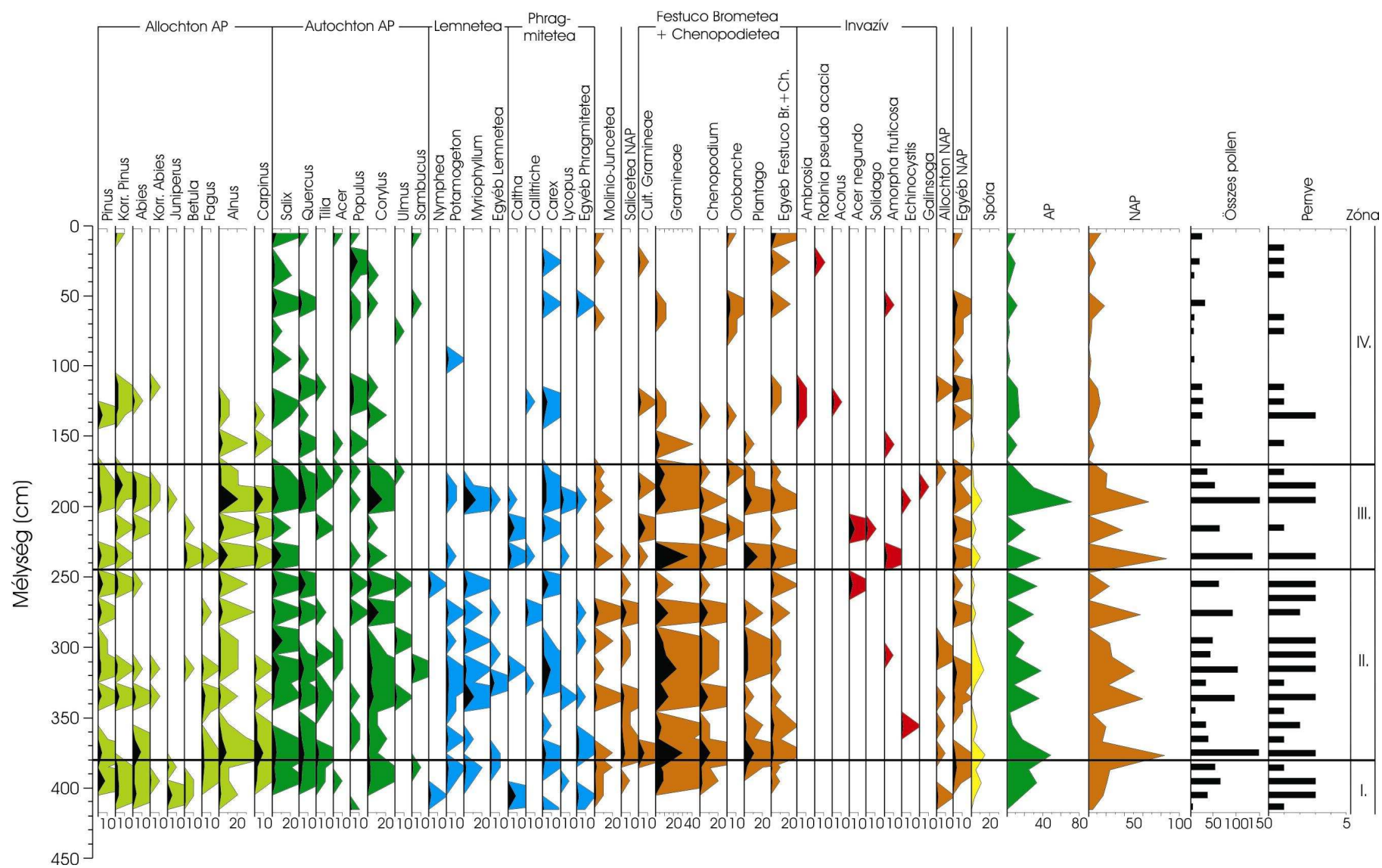
A Maros egykori medrének pollenanalitikai vizsgálata alapján, az abszolút diagramot (5.8. ábra) négy zónára tagoltam különböző pollenspektrumuk és a pollenek száma szerint, amelyek a Csordajárás egykori meanderének szabályozási munkálatokat követő fejlődésében lévő állomásokat tükrözik.

I. zóna (380-420 cm): Ebben a zónában a pollenek száma közepes mennyiségű (40-50 db), uralkodóan az allochton és autochton fák, a vízinövények valamint a spórák pollenjei vannak jelen. A nedves rétek és száraz gyepek növényei nem fordulnak elő nagy számban, és inváziós fajt sem találtam. A távolabbi területekről érkező lágyszárúak (allochton NAP) nagy száma szembeötlő. Nagy számban fordul elő a fenyőfélék (*Pinus* és *Abies*) pollenje és annak korrodált, tört változata, a boróka (*Juniperus*) itt vesz csak fel kiemelkedő értéket. A környék fái közül a fűz és a tölgy dominál, valamint a mogyoró. A helyi fák aránya kisebb az allochton fafajokénál.

II. zóna (245-380 cm): a minták kétharmadában az összpollenszám hasonlít az előző zónában megfigyeltékhez (<50 db), de időnként magas értékekkel jellemezhető (>100 db). Az allochton fás vegetáció megjelenése már nem folyamatos, az allochton fajoknak ugyanazokban a szintekben időszakos csúcsai vannak. Ezek a maximumok egyezést mutatnak az összpollen maximumaival is. A helyi fás növényzet már sokkal dominánsabb, továbbra is a fűz, a tölgy és a mogyoró uralkodik, emellett már a nyár és a szil (*Ulmus*) is megjelenik. A lágyszárúak közül a Lemnetaea fajok (hínárnövényzet) jelennek meg és uralkodnak, így például az állóvízi környezethez kötött süllyőhínár és békaszló, valamint a tündérrózsa (*Nymphaea*) is előfordul. Emellett a mocsári növényzet is jóval gyakoribb, mint korábban, főként a sás fajok említendőek. Az ártéri erdő lágyszárúinak (*Salicetea*



5.7. ábra: A Csordajárás területén található, a szabályozások során (1846-ban) átvágott Maros kanyarulatot kitöltő üledékek (Cs1) szemcseösszetételi-diagramja



5.8. ábra: Abszolút pollendiagram a Csordajárás egykori kanyarulatából (Cs1) származó minták alapján

NAP) megjelenése szinte csak erre a zónára és határára koncentrálódik. A száraz gyepek növényeiből kiugró értékeket képvisel a pázsitfűvek (*Gramineae*) családja, melybe a nád is tartozik. Emellett a taposást jelző útifűvek (*Plantago*) és a libatop fajok is megjelennek nagyobb mennyiségben. Az özönnövények szórványos előfordulásai közül az elsők itt jelentkeznek: 350-360 cm között a süntök (*Echinocystis lobata*), 300 cm-es mélységben a gyalogakác (*Amorpha fruticosa*) és 260 cm-nél a zöld juhar (*Acer negundo*). A spórákat a harasztok (*Pteridophyta*) dominanciája jellemzi.

III. zóna (170-245 cm): A minták pollentartalma továbbra is változatos (50-150 db). Itt is megfigyelhető az allochton fák áradásokhoz köthető időszakos, rövid maximuma. Az uralkodó tölgy, fűz és mogyoróhoz főképp a nyár csatlakozik, de a fa (AP) pollenek már közel sem dominánsak a lágyszárúakkal szemben. A hínárnövényzetnek már csak egy-egy maximuma van, inkább a mocsári növényzet képviselői, közöttük a gólyahír (*Caltha*), sás és peszérce fajok vannak jelen folyamatosan. A nád előfordulása is még valószínűsíthető. A szárazabb, művelés alatt álló térszínekről származhat a gabonafélék (*cultur Gramineae*), libatop, szádor (*Orobanche*), az útifű és az üröm (*Artemisia*) fajainak virágpora, az emberi behatás erősödését tükrözve. Az özönfajok közül először és csupán egyszeri alkalommal ebben a zónában jelenik meg 220 cm-en az aranyvessző (*Solidago sp.*), valamint 190 cm-en a gombvirág (*Galinsoga sp.*) fajok virágpora, ami ennek köszönhetően bizonytalan adatokat szolgáltat a kormeghatározás szempontjából. A spórák közül továbbra is a harasztok vannak jelen nagyobb mértékben.

IV. zóna (0-170 cm): A pollenek összes száma drasztikusan lecsökken (max. 30 db, de steril minták is előfordultak), kiemelkedő értékek sem tartózkodnak. Az allochton fák csak egy-két alkalommal fordulnak elő jelentéktelen mértékben. Az autochton fás pollenek aránya is lecsökken, az erdő legfontosabb fafajai a fűz, tölgy, nyár, és a mogyoró voltak. A hínárnövényzet – az egyetlen békaszőlő (*Potamogeton*) előfordulástól eltekintve – teljesen eltűnik, a mocsári növényzetből csak a sás fajok vannak jelen. A nedvesebb és szárazabb rétek lágyszárúi is csak elszórtan jelennek meg, a pázsitfűvek dominanciája is kevésbé kivehető. A szádor, lóhere (*Trifolium*) és egyéb száraz gyepekre utaló lágyszárú pollenek jelennek meg. Az inváziós fajok közül a parlagfű (*Ambrosia artemisiifolia*) 110 és 140 cm-es mélységben van jelen az üledékrétegben, az akác (*Robinia pseudo-acacia*) és a kálmos (*Acorus*) pedig 130 cm-nél fordul elő először, mivel utóbbi kettő még a szabályozásokat megelőzően terjedt el hazánkban, kormeghatározás szempontjából lényegtelenek számunkra. A spórák szinte eltűnnek ebben a zónában.

Az I. pollen zónában nagyobb arányban voltak jelen a Maros vízgyűjtőjének felsőbb régióira jellemző, hegy- és dombvidéki növények pollenszemai, melyek a nagyobb távolságról történő szállítás következtében gyakran korrodáltak voltak. Másrészt a meander közvetlen környezetének ártéri fás vegetációjára jellemző pollenszemek kerültek meghatározásra. Mindezek arra engednek következtetni, hogy az első zóna üledékeinek lerakódásakor még folyóvízi környezet dominált. Az ezzel megegyező szemcseösszetételi zóna magas homoktartalma, az üledékréteg legnagyobb átmérőjű szemcséinek (középszemű homok) számottevő megjelenése és az aprószemű homok legnagyobb aránya is alátámasztja, hogy a terület még aktív mederként funkcionált.

A II. pollen zóna már a szabályozások utáni morotva mélyvízű, mocsarasodó állapotát mutatta, amely a pollenszemek megőrzése számára jobb körülményeket biztosított. Környezetét az ártéri fás vegetáció és a környék megművelt, legeltetett területei uralhatták. Az időszakos elöntések alkalmával azonban még bemosódtak a Maros vízgyűjtőjéről, a mintaterületétől eltérő környezeti feltételekhez alkalmazkodott növények pollenszemai is. A II. szemcseösszetételi zóna alkalmanként megnövekedett homoktartalma is környezeténél kezdetben még lényegesen mélyebb, áradások során felújuló, esetleg másodlagos áramlási útvonalat is biztosító meanderbe bejutott és ott kiülepedett durvább fenékleedékek bizonyítékául szolgál. A homok maximumok között, a nagyobb szerves anyag tartalmú, finomabb iszapos üledékek az áradások leszálló ágában, vagy a kisebb elöntések alkalmával a lebegtetve szállított hordalékból ülepedtek ki, de akár a partoldalakról errodált, vagy hullóporból származó üledékekből is származhattak.

A III. pollen zóna sekélyebb vízű, tocsogós mocsári környezetre utal, amelynek vízborítása az áradások alkalmával rövid időszakokra megújult. Ez a nedves térszín jó

megőrző képességű volt a pollenek számára. A fás és a lágyszárú növények aránya a korábbihoz hasonló volt, a környék földterületeinek legeltetése és művelése egyre kifejezettebbé vált. Itt már a II. szemcseösszetételi zóna homok maximumai is alacsonyabbak, a félig feltöltött meander magasabb, ezáltal ritkábban, kevésbé mély vízoszlop által elöntött fenéksíntjének köszönhetően.

A IV. pollen zónában megfigyelt drasztikus változások vélhetően a mintaterület szárazabbá válásával magyarázhatóak. A nedvességekdedelő fajoknak megszűnt, vagy csak időszakosan alakult ki megfelelő élettere, ezért a környezet képe nehezebben rekonstruálható. Az egykori mederben már nem volt állandó vízborítás, esetlegesen csak az áradásokat követő periódusokban, így a pollenmegtartó képesség is erőteljesen lecsökkent. Vélhetően visszaszorult az ártéri ligeterdő, a feltöltődő morotva közelében legeltetés és szántóföldi növénytermesztés volt jellemző. A III. szemcseösszetételi zóna magasabb agyagtartalma egyértelműen arra utal, hogy az egykori mederrészletben döntően a lebegtetve szállított hordalék kiülepedése volt a jellemző, köszönhetően a morotva feltöltődött állapotának és a mintavételi pont aktív medertől való jelentős távolságának

Az özönnövények közül az 1884-es elterjedésű gyalogakác, a zöld juhar (1889) és a parlagfű (1960-as évek) pollenszemei bizonyultak felhasználhatónak.

A kanyarulatban 1846. évi átmetszése óta átlagosan 2,45 cm/év üledék halmozódott fel, ami tovább bontható. A szabályozást követően kialakult fiatal morotvában az átlagnál némileg magasabb (2,54 cm/év) volt az üledékfelhalmozódást, ami a parlagfű pollenszemek tanulsága szerint ezt követően 1,75 cm/év-re csökkent le. Az 1960-as évektől azonban a morotva kezdeti állapotában jellemzőnél is nagyobb mértékű (3,25 cm/év) akkumuláció indult meg az egykori kanyarulatban, amit az intenzív mezőgazdaság térhódításával, a gépesítés által előidézett erózióval tudok magyarázni a Maros árvizeinek feltöltő hatása mellett.

5.3.2.2 Inaktív folyóhát (Cs2) üledékrétegének elemzése

Az egykori kanyarulat külső ívén, a szabályozással az aktív medertől távolra került folyóháton létesített, 138 cm vastagságú üledékréteget harántoló Cs2-es fúrás két zónára tagolható. Az I. (alsó) zónát további három szintre osztottam szemcseösszetétele vizsgálatát alapján (5.9. ábra):

I. zóna (35-138 cm): Az alsó zónára jellemző a homokfrakció magas aránya (rendszerint 80-85 % körüli), miközben az iszap és az agyagfrakció összes mennyisége ritkán éri el a 15 %-ot és a szervesanyag-tartalom is alacsony. A legdurvább homokfrakció a 0,1-0,2 mm átmérőjű apró szemű homok (20-40 %), ami a Maros görgetett hordalékánál valamivel finomabb.

- *I/a szint (118-138 cm):* Ebben a szintben a legmagasabb az apró- és finomszemű homok aránya (30 illetve 40 %), miközben az üledék iszaptartalma ebben a szintben nem éri el a 20 %-ot, agyagtartalma is jelentéktelen. A legfinomabb frakciót számottevően a 0,005-0,01 mm átmérőjű szemcsék képviselik. A minták szervesanyag tartalma nagyon alacsony.

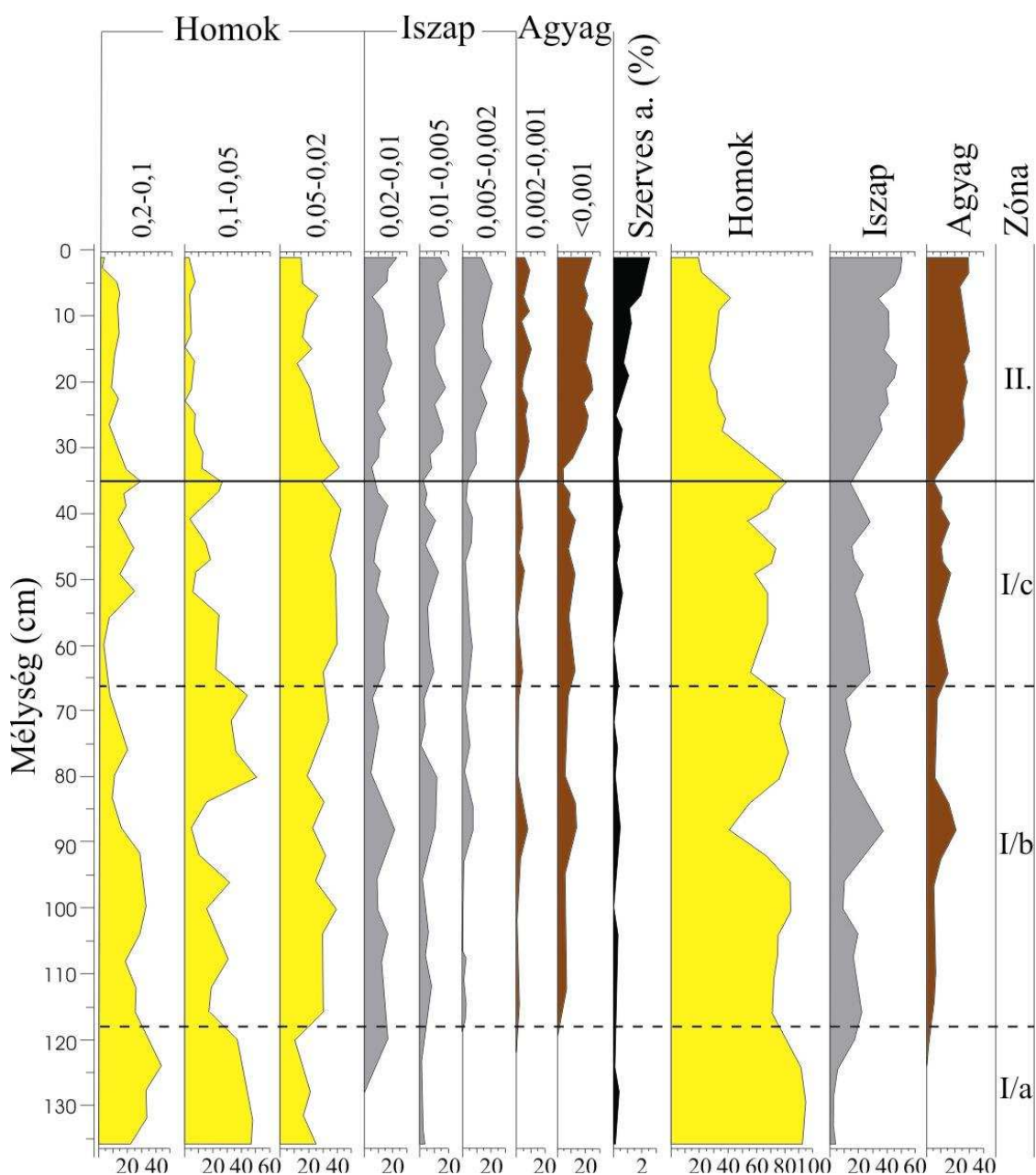
- *I/b szint (66-118 cm):* A szintben egyenletesen magas a homok mennyisége (70-80 %), amelyben az igenfinom homok egyenletesen (20-25 %), az apró- és finomszemű homok pedig időről-időre csúcsokkal jelentkezik. A szint középső mintái (82-98 cm) egy finomabb, leginkább iszapos (40 %), de több agyagot (20 %) is tartalmazó réteget alkotnak, amelynek szervesanyag-tartalma is magasabb.

- *I/c szint (35-66 cm):* A szint mintái finomabb szemcse-összetételűek, mint az alatta levő minták. A homokfrakció legnagyobb részét (35 %) az igen finom homok (0,02-0,05) teszi ki, miközben az iszap és agyagfrakciók 20-25 %-os arányban viszonylag egyenletesen vannak jelen. Az üledék szervesanyag tartalma valamivel magasabb az előző két szinthez képest, de még mindig csekély mértékűnek mondható.

II. zóna (0-35 cm): Ebben a zónában erőteljesen lecsökken az összes homok mennyisége: miközben a szint alján még az aktív meder üledékére jellemző 80 %, addig a felsőbb mintákban már csak 30-40 % között mozog és legnagyobb részét az igenfinom homok frakció alkotja. Ezzel párhuzamosan az iszap aránya 40 %-ra, az agyagé 20-30 %-ra nő. A legfelső 10 cm mintái rendelkeznek a legfinomabb szemcseösszetétellel (50 % iszap és 30 % agyag), annak ellenére, hogy 6-8 cm-es mélységben egy

kisebb homokfelhalmozódás figyelhető meg, az igenfinom homok frakció kismértékű emelkedésének hatására. Az egyes iszap frakciók egyenletesen oszlanak meg, míg az agyagfrakció döntően a legapróbb szemcsékből tevődik össze. A szervesanyag mennyisége a felszín felé haladva fokozatosan növekszik és a felszín közeli 5 cm-en éri el maximumát.

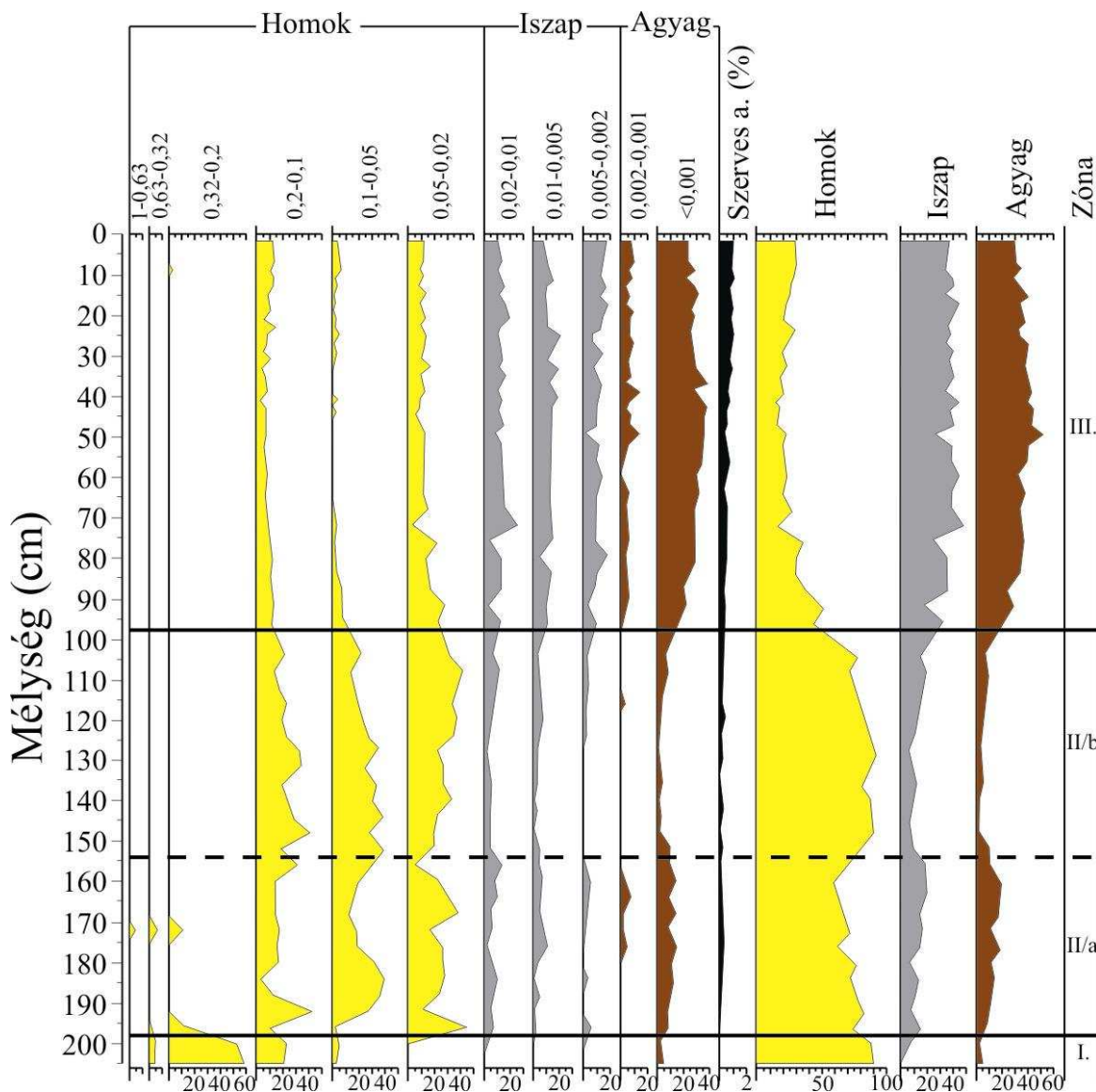
Az egykori, szabályozás után inaktívvá vált folyóhát rétegsora tipikus jellegű (Balogh 1991), a kezdetben kizárólag aprószemű és finomhomokos, majd anyaga egyértelmű felfelé finomodó tendenciát mutat. Az I. zóna (138-35 cm) magas homokfrakció arányából arra a következtetésre jutottam, hogy ez lehetett a szabályozások előtti, aktív folyóhát anyaga. A II. zóna (0-35 cm) szemcseösszetétele pedig az aktív medertől távol eső, a hullámtér átlagos magassági szintjéből kiemelkedő, igen lassan épülő (0,23 cm/év) felszíninformát jelez, amelyre finom üledék akkumulálódott.



5.9. ábra: A Csordajárás inaktív folyóhátját feltáró kutatóárok (Cs2) mintáinak szemcseösszetétel-változásai

5.3.2.3 A mindenkori ártéren (Cs3) bekövetkezett feltöltődés

Az egykori meander kanyarulata által közrezárt, övzátonyokkal tagolt belső, ártéri lapályon létesített Cs3 jelű szelvény mélysége 206 cm. Az üledékösszlet szemcseösszetételében beállt változások szerint három zónára, míg a második zóna két szintre tagolható az alábbiak szerint (5.10. ábra):



5.10. ábra: A Csordajárás ártéri lapályán (Cs3) felhalmozódott üledék szemcseösszetételi-diagramja

I. zóna (198-206 cm): A szelvény legalsó zónájában a középszemű homok aránya 60 %-ot, az aprószemű homok pedig 20 %-ot, míg a homokfrakció összességében 90 %-ot ér el. A finomabb frakciók csak nyomokban vannak jelen. Szervesanyag tartalma minimális.

II. zóna (98-198 cm): A szelvény középső zónájában a homokfrakció összes aránya gyakran eléri a 80 %-ot és minimálisan 60 %-ig csökken. Ebben a mélységben azonban már egyáltalán nem fordul elő a középszemű homok, szerepét az apró, finom és igenfinom homok frakciók veszik át változatos megoszlásban. Ugyanekkor a finomabb frakciók csak nyomokban vannak jelen, a szervesanyaghoz hasonlóan.

- II/a szint (154-198 cm):** Erre a szintre jellemző, hogy felfelé haladva fokozatosan finomodik az üledék, homoktartalma alacsonyabb, 82 %-ról 60 %-ra csökken.

- *II/b szint (98-154 cm):* A homok összes mennyisége ebben a szintben megemelkedik és az I. zónához hasonló (90 %) értéket vesz fel, de annál alapvetően finomabb összetételű, a három legfinomabb homokfrakció itt egyenletesen részesedett. A szint felső részében újra finomodni kezd az üledék. Szervesanyag-tartalma mindvégig alacsonynak bizonyult.

III. zóna (0-98 cm): Az üledék homoktartalma ebben a zónában egy kezdetben még magasabb (50 % körüli) értékről a 70 cm-es mélység eléréséig fokozatosan 20 %-ra lecsökken, ami már alig változik a szelvény felsőbb üledékrétegeiben. Az iszap és az agyag frakció aránya egységesen 40-40 % körül mozog, és a legkisebb átmérőjű agyagszemcsék alkotják az üledék döntő hányadát (30-40 %). A legfelső 18 cm-es üledékréteg összetételében még bekövetkezett némi változás a homoktartalom 20-ról 30 %-ra való emelkedésével és az iszapfrakció dominánssá válásával. Az iszap és agyag frakciók részarányának megemelkedésével párhuzamosan a szervesanyag mennyisége is megnövekszik ebben a zónában (1-2 %-ra).

Az I. zóna mintái a szemcseösszetétel és a szelvény geomorfológiai helyzete alapján valószínűsíthetően a kanyarulat épülés kezdetén lévő meander egyik övzátonyához köthetők, tehát akkor rakódtak le, amikor a folyó még a mintavételi pont közvetlen közelében folyt.

A Cs2-es fúrással párhuzamba állítva, a II. zóna (98-198 cm) üledéke akkor rakódhatott le, amikor a kanyarulat természetes fejlődése során a meander távolabbra került a mintavételi ponttól. Így akkor itt fokozatosan finomodó üledék halmozódott fel.

A szelvény legfelső (III.) zónájában (0-98 cm) már finomabb üledékek jelzik, hogy az aktív folyómeder mégtávolabbra került. Szintjei a Cs2-es szelvény II. zónájával állíthatók párhuzamba, tehát a meander átvágása utáni időben, azaz a szabályozások óta rakódtak le, ezek alapján a feltöltődés átlagos mértéke itt 0,63 cm/év-nek adódik.

5.3.3 Mederfeltöltődés vizsgálata Zugoly (Zu) feltöltődött meanderében

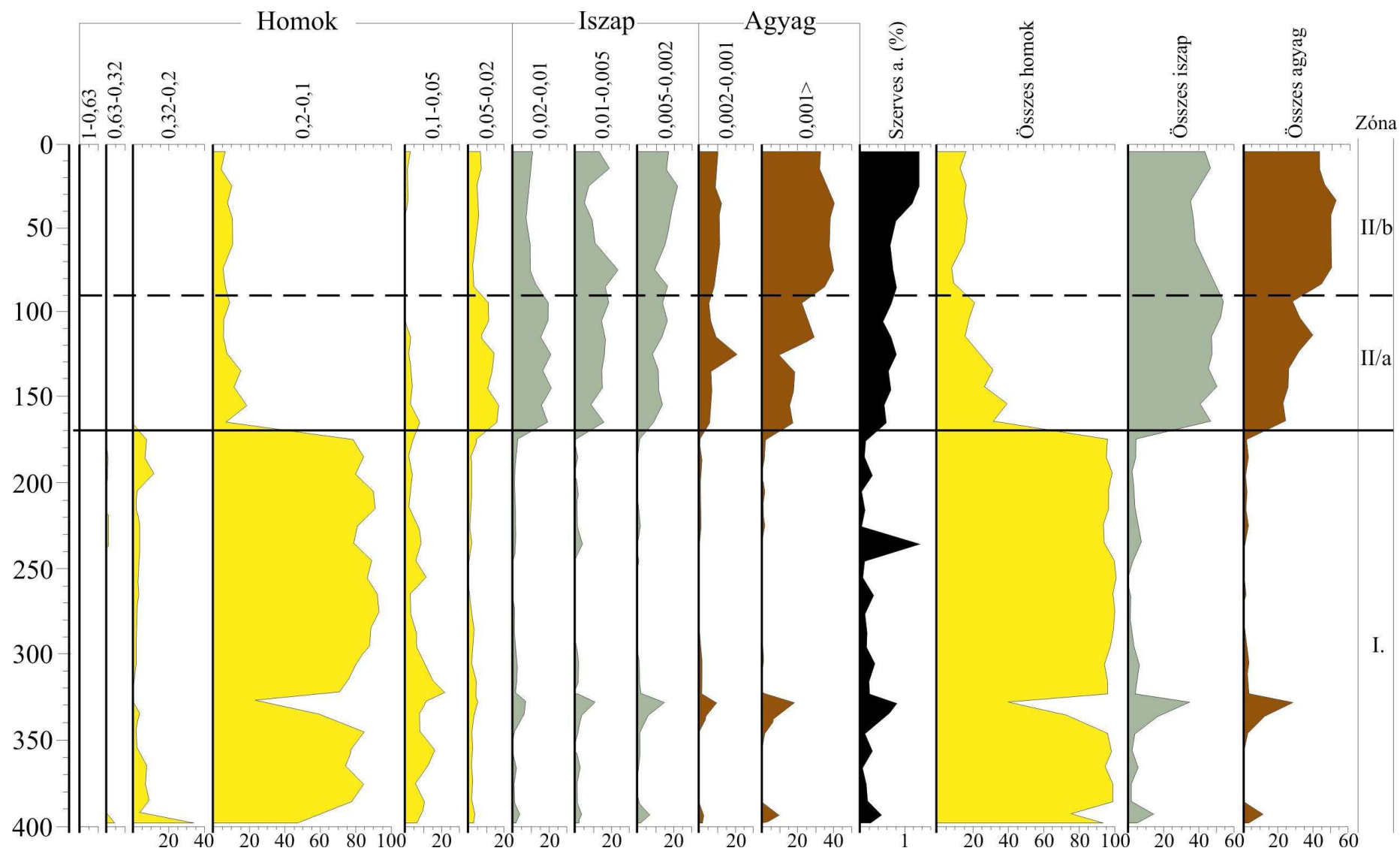
A Maros jelenlegi medrétől 450 méteres távolságban létesített 400 cm mély szelvényben a mintavétel az egykori kanyarulat jól kivehető, bányászati tevékenységgel nem bolygatott alvizi részén az egykori inflexiók pont környékén történt. A szelvény (5.11. ábra) homoktartalma alapján alapvetően két zónára, a második zóna két szintre volt tagolható:

I. zóna (170-400 cm): A zóna homoktartalma 90-100 %-os érték között ingadozik. A durvább, középszemű homokos fenéküledék (0,2-0,32 mm) a legalsó mintában (395-400 cm) éri el maximumát, 35 %-ot, míg a zóna többi részében maximálisan 10 %-ban található meg. A szelvénynek ezt a részét 80-90 %-ban 0,1-0,2 mm-es aprószemű homok alkotja. A homoktartalom kétszer csökken le jelentős mértékben, 390-395 cm-es mélységben 75 %-ra, míg 325-340 cm-között 38 %-ra. Mindkét esetben az agyag és iszaptartalom azonos mértékben, 30-30 % körüli értékre emelkedik meg, különböző frakcióik megoszlása teljesen azonosnak mondható. Az I. zóna szervesanyag-tartalma nagyon alacsonynak mondható, 0,3 % körüli, azonban három kiugró értéket mutat. Az első két esetben követi az agyag- és iszaptartalom megemelkedését és 0,5 %-ra emelkedik, a harmadik esetben 230-240 cm-en 1,35 %-os értéket mutat, ám ez a korábbiaktól eltérően nincs összefüggésben a finomabb frakciók arányának megváltozásával.

II. zóna (0-170 cm): Az I. zónától a homoktartalom drasztikus lecsökkenésével különül el. Ebből a zónából a legdurvább, középszemű homok (0,32-0,2 mm) frakció teljesen eltűnik.

- *II/a szint (170-90 cm):* Az összes homok tartalom ebben a szintben 95 %-ról 20 %-ra zuhan. Az összes homoktartalom erőteljes csökkenése után a 0,2-0,1 mm-es frakciónak 160-130 cm között egy enyhébb (20 %-os) kettős csúcsa jelentkezik és a minták homoktartalma gyakorlatilag aprószemű és igenfinom homokból tevődik össze. A szint tetején a finomszemű homok (0,1-0,05 mm) tartalom elenyészik. Az iszap- és agyagtartalom 45 és 25 % körüli értéke jellemző. A minták szervesanyag tartalma az iszapos-agyagos üledékben szintén megemelkedik.

- *II/b szint (90-0 cm):* A szint alsó határán felcserélődik az iszap- és agyagtartalom sorrendje. Az agyag akár 50 %-ban is jelen van a mintákban, míg az iszap aránya 35 %-ra is lecsökken. Mind az iszap, mind pedig az agyag esetében 90 cm-től a finomabb frakciók (0,005-0,002 mm ill. <0,001 mm) kezdenek dominálni, tehát a szemcseméret tovább finomodik. Az üledékminták legnagyobb részét (40



5.11. ábra: Zugoly 1864-72 között átvágott kanyarulatának (Zu) szemcseösszetételi-diagramja

%) a 0,001 mm-nél kisebb agyagos szemcsék alkotják. A homok frakciók közül az igenfinom homok mennyisége csökken le az előző szint 10-15 %-os értékéről 5 %-ra. A szervesanyag-tartalom a finomabb összetételnek köszönhetően ebben a szintben már végig 0,6 % feletti, majd a felső, talajosodott 40 cm-en éri el 1,3 %-os maximumát.

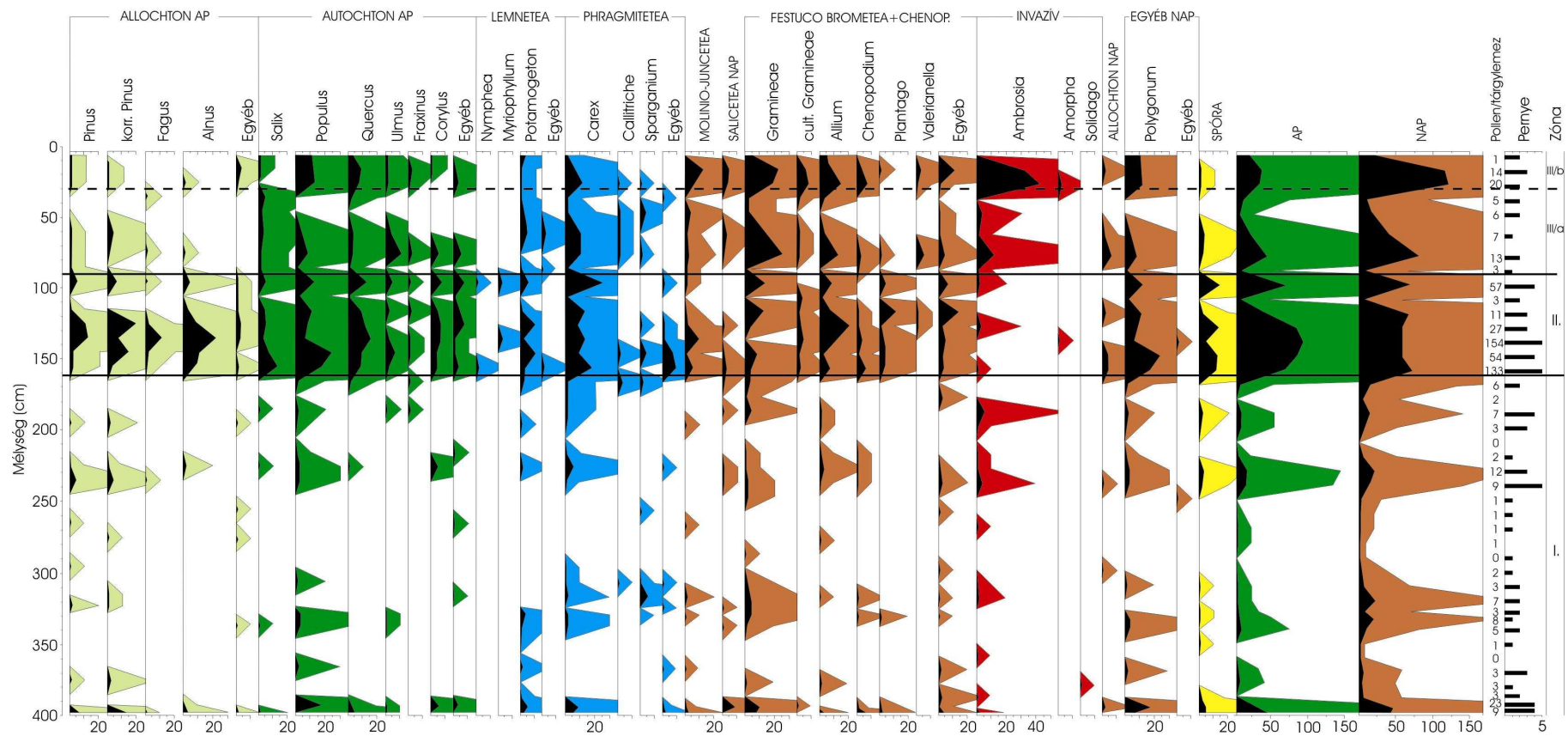
A medert kitöltő üledéket – összhangban a szemcseösszetételi vizsgálatokkal – három zónára tudtam tagolni azok palinológiai kiértékelése során (5.12. ábra), a minták pollentartalmának mennyiségi és összetételbeli változásai alapján. A harmadik zónát további két szintre osztottam.

I. zóna (160-400 cm): Ebben a zónában a minták nagy része gyakorlatilag sterilnek nevezhető (0-3 pollen/tárgylemez). A magas homoktartalmú mederüledékben, csupán három keskeny sávban találhatók számottevő mennyiségben pollenszemek, éppen ezért nagyon nehéz rekonstruálni a természeti viszonyokat. Először a szelvény legalján (390-400 cm) található több pollen (9 illetve 23 db tárgylemezenként), a legdurvább frakciójú mintákban, ahol a minták pernyekoncentrációja is viszonylag magas (4-es érték). Az allochton fenyő pollenszemek, illetve azok korrodált, hosszabb szállításra utaló változatai uralkodnak az ártéri galériaerdő nyár állományának, valamint a vízparti sás, nád és különböző fűfélék, természetesen gabonánövények pollenszemeivel szemben. A második esetben az iszap és agyagtartalom megnövekedésével párhuzamosan, 310-350 cm-es mélységben emelkedik meg némileg a minták pollentartalma (5-8 db/tárgylemez). A pollenspektrum hasonló, mint a szelvény legalsó mintáiban, az allochton pollenszemek alacsonyabb számától eltekintve. Az újabb sterilnek mondható mintákat követően az üledék szervesanyag-tartalmának növekedésével együtt (230-240 cm között) ismételen növekszik valamelyest a pollenszemek száma a mintákban (9-12 db/tárgylemez). A korrodálódott és ép fenyő pollenszemek, valamint a nyár képviseli a fás szárú növényzetet. Emellett főként a sás és fűfélék, valamint a környéken termesztett hagymafélék jelenléte említhető meg. Ezt követően a zóna határáig szintén értékelhetetlenül kevés pollenszemet megőrzött minták következnek. Fontos kiemelni, hogy a parlagfű pollenszemei már a szelvény legalsó rétegében is előfordulnak, ami véleményem szerint a minták esetleges szennyeződésének köszönhetőek. Ezt a feltételezést támasztja alá a faj 2003. évi virágzási periódusának (Makra et al. 2005) és a zugolyi, valamint vetyeháti mintavétel – utólag elhibázottnak mondható 2003. augusztusi – időpontjának összevetése is. Az üledék steril magjából történt mintavétel ellenére az *Ambrosia* pollenek igen alacsony száma (1-2 pollenszem) figyelhető meg a legmélyebben található mintákban is.

II. zóna (90-160 cm): Az I. zónát jellemző, szinte steril mintákat követően, ebben a szintben pollenszemekben gazdag üledék található. Eleinte (130-160 cm) átlagosan 54-154 db pollenszemet határoztam meg tárgylemezenként, majd 90-130 cm között valamivel kevesebbet (3-54 db/tárgylemez). A fás és lágyszárú növények aránya nagyjából azonos, a fás szárúak száma valamivel magasabb. A vízgyűjtő távolabbi régióiból érkező pollenszemek száma is nagy. Leggyakrabban a fenyő, annak korrodált változata, a bükk és az éger fordul elő. De a jó pollen megőrző képességnek köszönhetően az allochton lágyszárúak is nagyobb mértékben figyelhetők meg. A környékbeli vegetációt elsősorban a puhafás fűz-nyár ligeteket uralták, továbbá a tölgy és mellette a kőris, szil és mogyoró pollenszemei is előfordulnak. A mélyvízi állapotokat jelzi a szelvényben csak itt előforduló tündérróza és süllőhínár, valamint a nagy mennyiségben előforduló békaszőlő (*Potamogeton*) is. A sás és a part menti nedves rétek növényzete is jól kivehető a pollenspektrum szerint. A taposás tűrő gyomok pollenszemeinek arányaiban magasabb száma és a hagyma, valamint a gabonafélék a környékbeli gazdálkodás módját egyértelműen tükrözik. A fűfélék aránya szintén magas. A felszíntől számított 140 cm-es mélységben jelenik meg először a gyalogakác a pollenspektrumban, habár elég alacsony számban. A szint pernyetartalma itt igen magas (5-ös érték), amire egy kivétellel csak itt van példa a szelvényben. Ezt követően mennyisége fokozatosan lecsökken a mintákban.

III. zóna (0-90 cm):

• III/a szint (30-90 cm): a második szinthez képest itt sokkal alacsonyabb a minták pollentartalma (1-20 db/tárgylemez), azonban sterilnek nem mondható az üledék. Ezzel együtt a minták pernye tartalma is visszaesik (1-2-es értékek). A fasszárúak közül egyedül a fűz képviselteti magát a teljes II/b szinten keresztül, ehhez társul a nyár, valamint a keményfás tölgy-kőris-szil társulás, valamint a cserjeszintet képviselő mogyoró. Tehát a fás vegetáció összetétele alapvetően nem változott a korábbiakhoz képest. A sás (*Carex*), békaszőlő (*Potamogeton*) és mocsárhúr (*Callitriche*) fajok állandó jellegű előfordulása jellegében folytonos, azonban sekélyebb vízborítást feltételez. Nedvesebb körülményekre utal a nedves rétek növényzetéhez (*Molinio-Juncetea*) tartozó fajok szüntelen jelenléte



5.12. ábra: Az egykori zugolyi meander (Zu) üledéksorának abszolút pollendiagramja

is. A fűféléktől származó pollenszemek száma kezdetben igen nagy, itt éri el maximumát, ami a sekélyebb vizekben elterjedő nádásnak lehet köszönhető. A parlagfű pollenek száma is ebben a szintben, 70-80 cm-es mélységben mutat először kiemelkedő értéket.

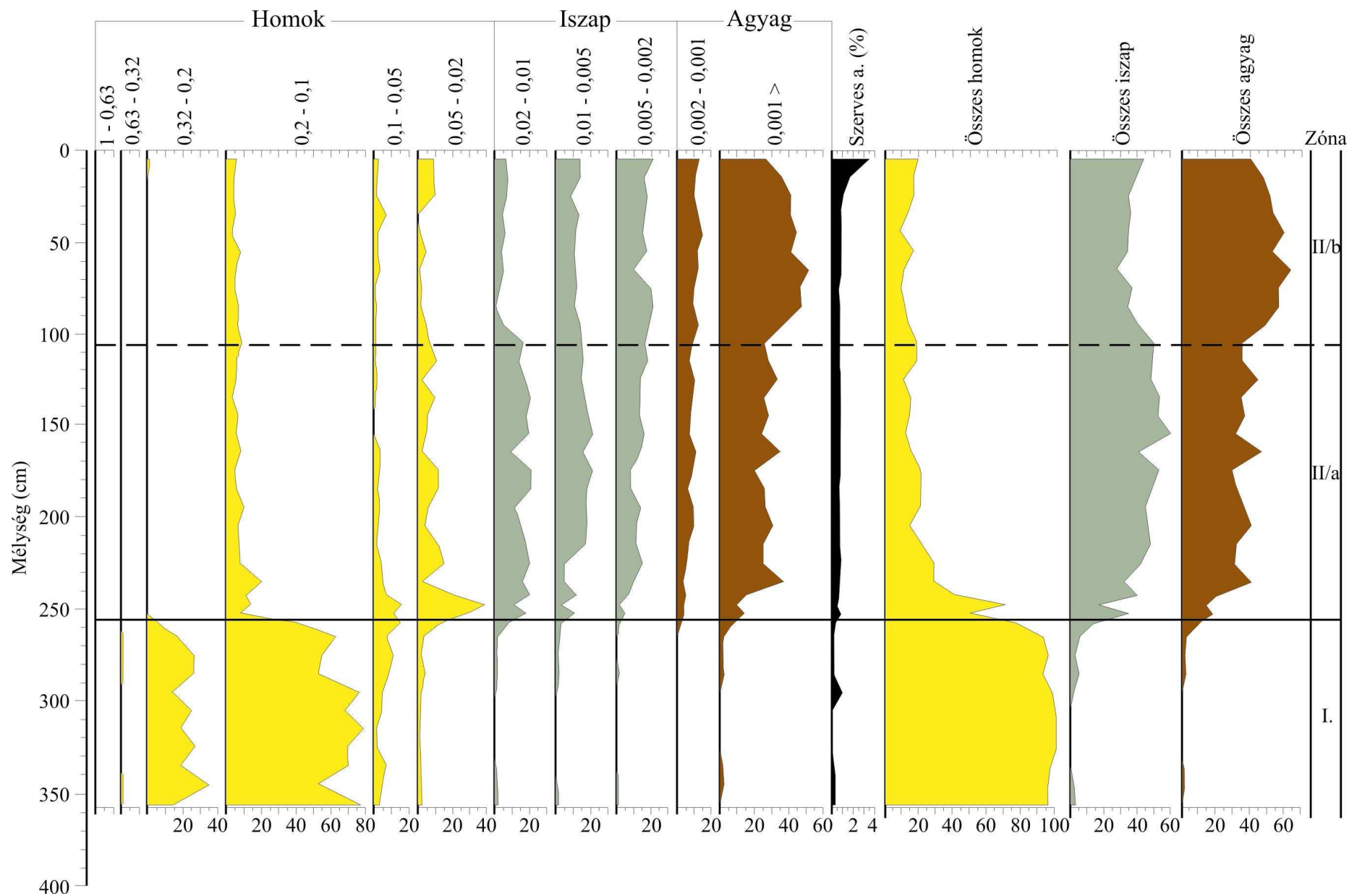
• *III/b szint (0-30 cm):* ebben a szintben a fászszerű vegetáció jelentősége kisebb, közülük a nyár és tölgy pollenszemek száma kiemelendő. A nyár pollenszemeinek száma jelentősen megemelkedik és a szelvény egészében megfigyelhető előfordulásához képest ebben a szintben tartósan magas marad. A hínárnövényzet nem jellemző a szintre, a mocsári növényzetet a sás fajok képviselik. A nedves rétek növényzeténél jelentősebb szerep jut a fűféléknek, a gabonaféléknek, a hagymának, valamint a vetési gyomnövényzetnek. Legnagyobb mennyiségben (több mint 40 db) azonban a parlagfű pollenszemei vannak jelen 30 cm-re a felszíntől, ami a korábban megfigyelt kisebb számú előfordulásához képest drasztikus változást, robbanásszerű elterjedést jelez.

A fentiek összefoglalva arra engednek következtetni, hogy az aktív meder sikeres átvágását követően, annak homokos, pollen szemekben szegény mederüledékére (I. szemcseösszetételi és pollen zóna) 1864-72-től kezdődően, a Csordajárás esetében megfigyeltekhez képest jóval kevesebb, 170 cm üledék halmozódott fel. Azaz átlagosan 1,30 cm/év, annak ellenére, hogy itt található az aktív mederhez legközelebbi, a korábbi folyómeder rétegsorát harántoló mintavételi pont. Az ekkor képződött, lebegtetve szállított, legnagyobb részt iszapos üledék pollentartalma kezdetben igen magas (II/a szemcseösszetételi szint és II. pollen zóna). Pollenspektruma állandó, mély vízborítással jellemezhető juvenilis morotva állapotra utal mederfenéken rögzült hínár vegetációval, a partokat övező nádassal és a környező, immár mezőgazdasági művelés alá vont területekről érkező gabonafélék, kapás növények és gyomjaik megjelenésével. A fászszerű vegetációt elsősorban a fűz-nyár puhafa ligetek és a tölgy képviselte. A környéken 1885 körül megjelent gyalogakác pollenszemének 140 cm-es mélységben feljegyzett előfordulása is jól beilleszthető a szelvény kronológiai sorrendjébe. A fokozatos feltöltődésnek köszönhetően, térképi ábrázolások alapján 1914-től (lásd 3.4.2.3 fejezet) beszélhetünk a morotva érett állapotának kialakulásáról (III/a pollen szint). Amikor a pollenszemek alacsonyabb száma mellett, immár áttevődik a súlypont a hínárnövényekről (*Lemnetea*) a mocsári növényzet (*Phragmitetea*) képviselőire, amit a *Graminea* fajok és az ide tartozó nád fokozott jelenléte is alátámaszt. A meder jelenlegi maturus, időszakos vízborítások idején agyagos-iszapos lebegtetett hordalékkal erőteljesen feltöltődött, náddal benőtt, mezőgazdasági területekkel és nyár ültetvényekkel övezett állapota már ekkor a jellemző. A legfelső 30 cm üledék magas parlagfű és nyár pollen tartalma (III/b szint) jól párhuzamba állítható azzal, hogy a parlagfű pollenszemeit az 1960-as éveket követően mutatták ki először Szeged légkörében és napjainkra a térség hazánk legszennyezettebb területévé vált (Makra et al. 2005), továbbá azzal, hogy a mintavételi hely közelében néhány évtizede nemesnyár ültetvényeket létesítettek.

A morotva feltöltődésének ütem azonban nem volt mindvégig egyenletes. A megtalált korjelzők (térképi ábrázolások, pollenek) alapján a morotva juvenilis állapotában, közvetlenül a kanyarulat átvágását követően a gyalogakác pollenszemek tanulsága szerint 1,5 cm/év-es ütemben töltődött. Majd ez az érték 1914-re datált fejlett állapotának eléréséig némileg módosult (1,66 cm/év). Ezt követően már az akkumuláció mértékének csökkenését tapasztalhatjuk: a parlagfű pollenszemek tömegessé válása szerint az 1960-as évekig 1,2 cm/év, majd ezt követően tovább csökkent (0,85 cm/év). A morotva feltöltődésének vázlata (kezdetben fokozott, majd csökkenő mértékű) hasonló Tamásnak és Kalocsának (2003) a Duna egy gemeci mellékágában tett megfigyeléséhez.

5.3.4 Mederfeltöltődés vizsgálata Vetyeháton (Ve)

Az összes mintavételi hely közül a „Ve” elnevezésű szelvényt létesítettem a Marostól legtávolabb (1740 méterre). A fúrás 360 cm-es mélységig hatolt a felszín alá (5.13. ábra). A laboratóriumi eredmények feldolgozása során, homoktartalmának változása alapján két



5.13. ábra: Az 1858-ban átmetszett Vetveháti Holt-Maros üledéksorának (Ve) szemcseösszetételi változásai

zónára, a második zónát pedig további két szintre tagoltam, hasonlóan a zugolyi kanyarulat esetében megfigyeltekhez.

I. zóna (360-255 cm): A zóna homoktartalma 90 %-os érték alá egyetlen esetben sem süllyed. Kizárólag ebben a mélységben találhatók meg a legdurvább frakciót jelentő 0,2-0,32 mm átmérőjű szemcsék (20-40 %). A zugolyi mintasorhoz hasonlóan a fő alkotók a 0,1-0,2 mm nagyságú üledékszempcsék. Ennek a zónának a szervesanyag-tartalma igen alacsony (0,2-0,3 %), azonban 290-300 cm-es mélységben 1 %-ra emelkedik, az agyag ill. iszaptartalom változatlansága ellenére is.

II. zóna (255-0 cm): A szelvény szemcseösszetételi képe az alatta lévő (I.-es) zónától jelentősen eltér. A homoktartalom 90 % feletti értékről itt hirtelen 20 %-ra esik és Zugolyhoz hasonlóan a középszemű homok eltűnik a szelvényből és csak a legfelső 10 cm-en jelenik meg újra.

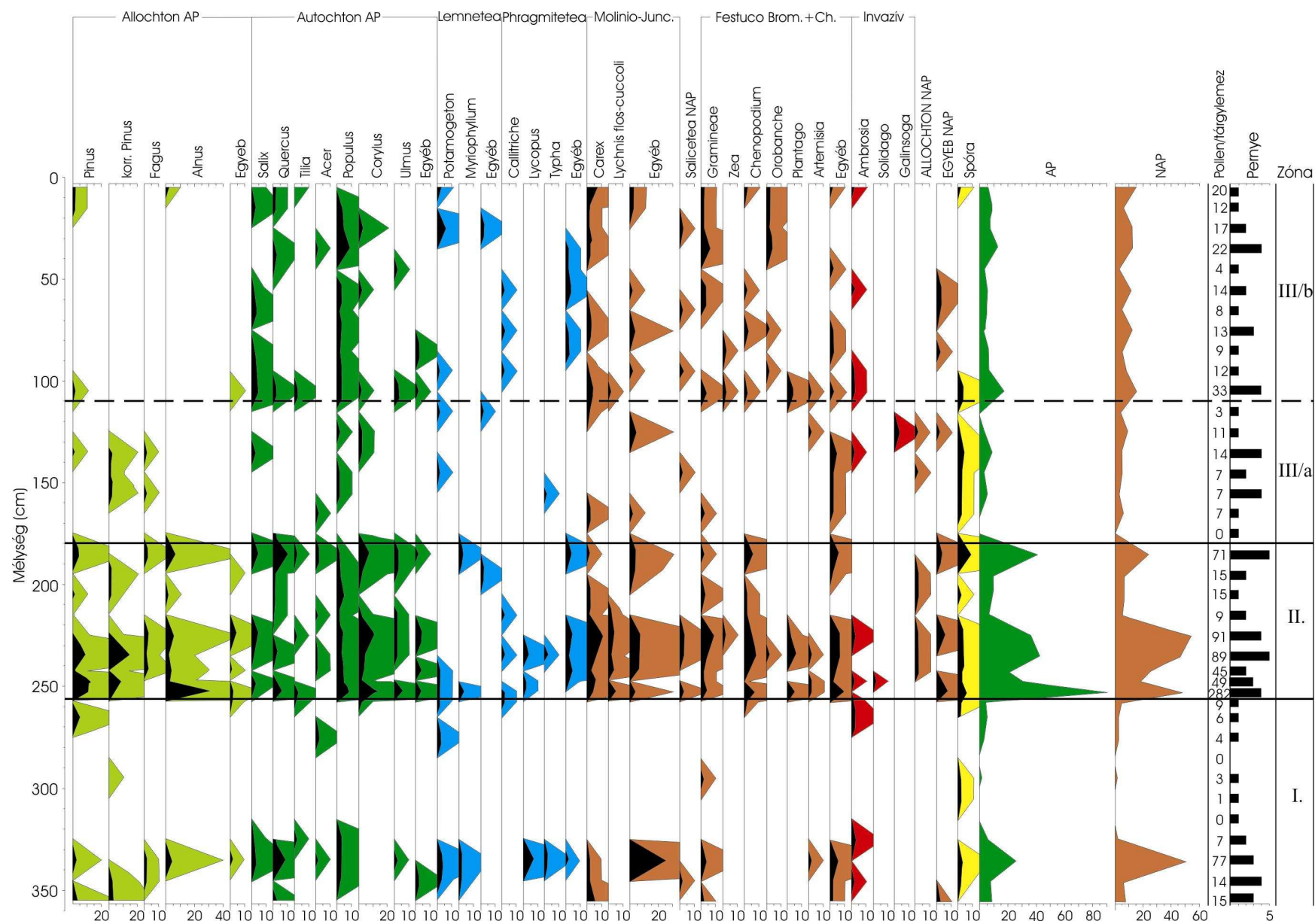
• II/a szint (255-100 cm): A szint legalsó részén (245-250 cm) a homoktartalomnak még egy 70 %-os csúcsa található, főként a legapróbb szemű igenfinom homok frakció közel 40 %-os arányának köszönhetően. A zugolyi szelvényhez hasonlóan itt is megtalálható a 0,1-0,2 mm-es homokfrakció 20 %-ot elérő kettős maximuma (255-230 cm között). Ezt követően 220 cm-ig fokozatosan csökken, és áll be a zónára döntően jellemző alacsony összes homoktartalom, melynek minőségi változására jellemző, hogy egyre kisebb szemcsékből tevődik össze, ugyanis a 0,1-0,2 mm-es szemcsék helyett a 0,02-0,05 mm átmérőjű szemcsék vannak jelen nagyobb mértékben. A minták iszaptartalma valamivel magasabb (40-50 %), mint az agyag részaránya (30-40 %).

• II/b szint (100-0 cm): A szelvény legfelső 100 cm-ben az iszap-agyag arány megváltozik. Az iszaptartalom 30-35 %-ra süllyed, míg az agyagtartalom 50-60 %-ra emelkedik. A legapróbb szemcsék (0,001>) még 50 %-ot is elérnek, míg az iszap frakció legdurvább, 0,02-0,01 mm átmérőjű része 15 %-ról 5 %-ra esik vissza. Tehát a szemcseösszetételi diagram az üledékek további finomodása, azaz egyre inkább a legapróbb lebegtetve szállított hordalék lerakódása irányába mutat. A szervesanyag tartalom már a II. zóna legalsó szintjében némileg megnövekedett (0,6-0,8 %) és ebben a szintben mennyisége változatlan marad egészen a legfelső 20 cm-ig. Majd a felszínig a szervesanyag mennyiségének fokozott emelkedése (3,5 %-ig) figyelhető meg a mintákban.

A szelvényt alapvetően három zónára lehet tagolni a mintákból kinyert és meghatározott pollenszemek alapján (5.14. ábra). A felszínhez legközelebbi III. zónát további két szintre osztottam:

I. zóna (360-255 cm): Az ebbe a zónába tartozó minták pollentartalma igen alacsony (0-15 pollen/tárgylemez), csupán egyetlen mintában (330-340 cm) figyeltem meg kiugró pollenszámot (77 pollen/tárgylemez). Ebben a mintában minimálisan megemelkedik a finomabb üledékfrakciók aránya (3 %), ami a 10 cm-es mintavételt tekintve egy igen vékony, ám a polleneket kiválóan megőrző agyaglencsére utalhat a meder homokos aljzatában. Benne látszólag a légyszárú növények pollenszemei dominálnak, ez azonban a pitypang (*Taraxacum*) csak itt megfigyelhető maximumának (25 db pollen) köszönhető. Jelentősebbnek tartom a tölgy (*Quercus*), fűz (*Salix*), nyár (*Populus*) ill. peszérce (*Lycopus*) jelenlétét, ami alapvetően vízben gazdag környezetre utal, valamint az allochton fásszárú növények, mint a fenyőfélék, bükk és éger polleneinek jelenléte sem elhanyagolható. Az özőnfajok közül a parlafű (*Ambrosia artemisiifolia*) pollenjét többször megtaláltuk ebben a zónában (véltetően a Zugoly esetében már említett szennyezésből kifolyólag).

II. zóna (255-180 cm): A pollenek száma itt hirtelen megemelkedik. A zóna alsó részében (250-255 és 220-240 cm) két jelentős maximumot produkálva az egész szelvényben itt fordult elő a legtöbb pollenszem (282 és 91 pollen/tárgylemez). A fás és légyszárú növények aránya nagyjából megegyezik. Sok a Maros vízgyűjtőjének távolabbi pontjairól származó pollen, mint például a fenyő (*Pinus*), és bükk (*Fagus*), valamint azok korrodált (szállításra utaló) példányai. A helyi vegetációt a tölgy, nyár és mogyoró (*Corylus*) fajok uralják, de ki kell hangsúlyozni az állóvizek rögzült hínárnövényeit képviselő sülőhínárt (*Myriophyllum*) és a mocsári növényzet tagjait, a mocsárhúr (*Callitriche*) és a peszérce tartós megjelenését. A sás (*Carex*) fajok is nagy számban képviseltetik magukat. A szárazabb környezetre utaló fajok közül a gyomtársulásokra jellemző libatopot (*Chenopodium*) kell kiemelni, valamint a kukorica (*Zea*) első megjelenését. A spórák előfordulása ebben a zónában folytonos, ami szintén humid körülményekre utal. Az inváziós aranyvessző (*Solidago sp.*) pollenszem itt jelenik meg egyedül a szelvényben, így nem használható fel vizsgálataink során. Érdekeség, hogy a zóna középső részének valamivel alacsonyabb pollentartalmát követően a legfelső minta (180-190 cm), akárcsak Zugolyban (100-110 cm) itt is újra magasabb pollen koncentrációval jellemezhető.



5.14. ábra: A Vetyeháti Holt-Maros üledéksorának (Ve) abszolút pollendiagramja

III. zóna (180-0 cm): A legfelső zóna mindkét szintjében alacsony a pollenek száma. A legkevesebb pollenszemet a „III/a” szint őrizte meg (0-14 pollen/tárgylemez), ennek köszönhetően előfordulásuk itt sokkal szórtaabb képet mutat. Ugyanakkor a szintén alacsony pollen prezervációs képességgel jellemezhető „III/b” szintben (4-33 db tárgylemezenként) több faj pollenjének jelenléte is állandónak mondható a felszín felé haladva.

- *III/a szint (180-110 cm):* Az allochton polleneknek két előfordulása is megfigyelhető ebben a szintben (130-140 cm illetve 150-160 cm között). Emellett a II. zónához hasonlóan a spórák, továbbá a nyárfa pollenek fordulnak elő viszonylag állandóan. A vízben gazdagabb környezetre utaló növényeknek, úgymint a békaszőlő és gyékény (*Typha*) csak egy-egy előfordulása látható. Az özönfajok közül gombvirág (*Galinsoga sp.*) pollen a szelvényben csak itt jelenik meg, így ez csak nagy bizonytalansággal lenne felhasználható kormeghatározásra.

- *III/b szint (110-0 cm):* Az allochton pollenek a szint legmélyebb részében és a felszínhez közel találhatóak, a spórákhoz hasonlóan. A helyi fás vegetációt a tölgy és nyár képviseli, a fűz jelenléte vélhetően a közeli kubikgödörre utal. A nyár 50 cm-es mélységtől éri el maximális előfordulását, de a tölgy pollenek is ebben a mélységben jelennek meg újra állandó jelleggel. Gyakori a tócsákra, iszapnövényzetre jellemző mocsárhúr (*Callitriche*), valamint a tiszta állóvizekben, holtágakban a kishínárt képviselő békaszőlő (*Potamogeton*). A sás fajok állandó jelleggel jelen vannak a szelvénynek ebben a részében. A gyomnövények az alacsony pollenszám ellenére gyakran előfordulnak, ami vélhetően a mezőgazdasági gyomnövények környékbeli nagyobb arányát jelzi ebben a szintben.

A fentiek alapján a 360-255 cm-es mélységben található minták képviselik az aktív meder pollenekben szegény, homokos fenékküledékét, a folyóvíz által a vízgyűjtő távolabbi területeiről szállított, a területre nem jellemző növények pollenszemeivel. Az egyetlen pollenszemekben gazdag minta alapján az ártéri kemény- és puhafa ligetek dominanciájára és a még szabályozatlan folyó pangóvízes, mocsárrétekkel övezett környezetére következtethetünk a Maros vetyeháti szakasza mentén.

A középső zóna üledékei (255-180 cm) arra engednek következtetni, hogy ez az üledékréteg vélhetően a szabályozások során keletkezett fiatal morotva mélyvízű, hínáros, ártéri erdővel övezett, áradások által időnként felújuló állapotát reprezentálja. A pollenek megőrzése szempontjából ez ideális körülménynek bizonyult. A morotva közvetlen közelében és a mentesített oldalon is teret nyert a mezőgazdasági tevékenység, amit a kukorica első megjelenése és taposástűrő gyomnövények (libatop és útifű) is alátámasztanak. A III/a zóna vélhetően a morotva gyakran kiszáradó állapotát tükrözi, és az időnként előforduló, allochton polleneket szállító árvizek csak rövid időszakokra borították el, így a pollenek sem tudtak a lerakódott üledékrétegekben konzerválódni. A III/a szinthez képest áradásokkal ritkábban jellemezhető, ám a vízínövények és a magasabb pollenszám által jelzett, tartósabb vízborítást feltételező környezeti-kép tárul elénk a III/b alzónában. Az 50 cm-es mélységtől tartósan előforduló és megnövekedett nyár és tölgy pollenszám az 1953-64 közötti friss erdőtelepítésnek tudható be (lásd 3.4.3.2 fejezet).

A 255 cm-en megfigyelhető szemcseösszetételi és palinológiai változások alapján az 1858-ban átvágott kanyarulatnak az aktív medertől igen távol eső pontjában igen jelentős üledék halmozódott fel. Az átlagos felhalmozódás (1,80 cm/év) csupán egyetlen adattal volt pontosítható (a nyár és tölgy pollenszemek arányának köszönhetően), eszerint 1858-1960 között 205 cm üledék rakódott le, ami kezdetben az átlagosnál magasabb akkumulációs rátát (2,00 cm/év) eredményez, majd az ezt követően jóval kisebb, 1,25 cm/év-es ütemben rakódott le a holtágban 50 cm vastagságú hordalék.

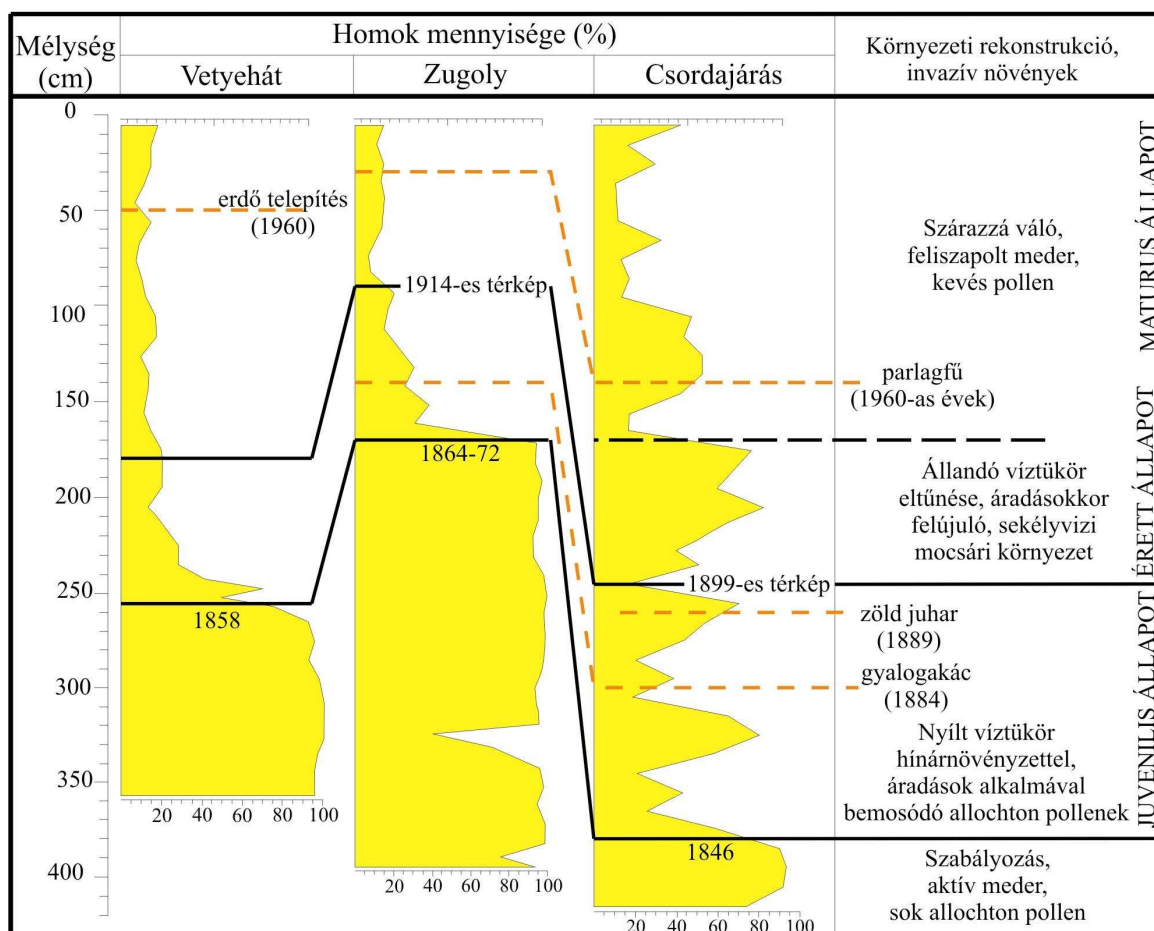
5.4. Részösszegzés

A Maros hullámterének hazai szakaszán a szabályozási és ármentesítési munkálatok óta bekövetkezett üledék-felhalmozódás intenzív volt a folyó jelentős lebegtetve szállított hordalékhozama, viszonylagosan rögzített mederviszonyai és a kialakított keskeny hullámtéri

sáv, valamint a magyarországi szakasz hordalékkúpi helyzete miatt. A csupán másfél évszázadot felölelő vizsgálatok esetében a klasszikus radiokarbon kormeghatározás nem alkalmazható, éppen ezért az üledékek fizikai és kémiai paraméterei mellett azok pollentartalmát, különösen az özönnövények pollenszemeinek előfordulását vizsgáltam.

Az özönnövények pollenszemeinek előfordulására alapozott kormeghatározási módszer tapasztalataival kapcsolatban elmondható, hogy a nagyszámú idegenhonos fajból csak kevés bizonyult használhatónak. Úgy gondolom, hogy ilyen jellegű vizsgálatoknál a továbbiakban – illetve más folyóvízi területek vizsgálata esetében – elsősorban a parlagfűre (*Ambrosia artemisiifolia*) lehet alapozni, jól ismert elterjedésének, nagymértékű pollen produkciójának, és a parlagfű pollen könnyű határozhatóságának köszönhetően. Csupán egy-egy mintában megjelenő, alacsony számú pollenszemre támaszkodva messzemenő következtetések nem vonhatóak le. A minták esetleges szennyeződésére fokozott figyelemmel kell lenni mind a mintavétel, mind pedig a labormunkálatok során. Hasonló vizsgálatok esetében javasolt a mintavételt a parlagfű virágzási periódusán kívüli időpontban elvégezni. Az alkalmazott módszer csak más módszerekkel párhuzamosan használva nyújt megbízható adatokat.

Török (1977) adatai alapján Deszk térségében a Maros által szállított lebegtetett hordalék 0,05 mm, a görgetett 0,2-0,3 mm, a mederanyag pedig döntően 0,3-0,4 mm átmérőjű. Az általunk fenéküledékként meghatározott durvább homokszemcsék átmérője



5.15. ábra: A vizsgált egykori Maros kanyarulatok feltöltődésének, fejlődésének párhuzamba állítása korabeli térképek, a szemcseösszetételi vizsgálat és a pollen analízis eredményei alapján

mindhárom fúrás esetében maximálisan 0,2-0,32 mm-ig terjed, az ennél nagyobb átmérőjű szemcsék előfordulása minimális volt. A két adat eltérése azzal magyarázható, hogy a folyószabályozás előtt a Maros még jóval hosszabb úton szállította hordalékát, ennek köszönhetően azok átmérője, így az általunk meghatározott fenéküledék átmérője is kisebb lehetett a mai viszonyokhoz képest.

A vizsgált egykori apátfalvi zátonyfelszín 50-55 éves fejlődéstörténete során szintén fontos tényezőnek bizonyult a tengerszint feletti magasság változása, amihez szorosan kapcsolódott az aktív medertől való távolság, mint az akkumulációt befolyásoló tényező. Ennek köszönhetően a magasabban fekvő részein a mederhez közelebb 1,4 cm, távolabb 0,4 cm üledék rakódott le évente, míg a mélyebb vízátfolyásokban az egykori medrekhez hasonló mértékű akkumuláció (1,9 és 2,6 cm/év) volt a jellemző.

A mindenkori ártéren vizsgált szelvényben 98 cm-es, míg a vizsgált inaktív folyóhát üledéksorában 35 cm-es mélységben volt megfigyelhető drasztikus szemcseösszetételi változás, ami egyértelműen az aktív meder távolabbra kerülését és a különböző geomorfológiai képződmények eltérő intenzitású (ártér: 0,63 cm/év; folyóhát: 0,23 cm/év) fejlődését jelzi. Tehát a hullámtéren található geomorfológiai képződmények magassági helyzetének (azaz különböző időtartamú, mélységű és energiájú elöntésének) megfelelő mértékű volt az üledék-felhalmozódás.

A hullámtéri akkumuláció mértéke a morotvák esetében volt a legjelentősebb. Azonban köztük is eltérések mutatkoznak, ami valószínűleg szabályozásuk eltérő idejének (Csordajárás 1846, Zugoly 1864-72, Vetyehát 1858), az elöntések eltérő hosszának, az egykori kanyarulatokban a mintavételi pontok eltérő helyzetének, valamint aktív medertől való távolságuknak tudható be. Mindezek figyelembevételével már magyarázható a három pontban mért (Cs1) 2,45 cm/év, továbbá (Zu) 1,30 cm/év és (Ve) 1,80 cm/év-es átlagos akkumuláció jelentős különbsége. A feltöltődés ütemének változása tovább volt finomítható pollenek és térképi ábrázolások segítségével (5.15. ábra). Eszerint a morotvák juvenilis állapotukban gyorsabban, majd egyre lassabb ütemben töltődtek fel, a Csordajárás esetében ez vélhetően az intenzív mezőgazdaság, mezőgazdasági gépek által előidézett fokozott eróziónak köszönhetően az utóbbi 40-50 évben módosult.

6. ÖSSZEGZÉS

A Maros szabályozása óta eltelt időszakra vonatkozóan, különböző geomorfológiai képződményeken, illetve a hullámtér egy-egy szakaszán elvégzett komplex elemzés segítségével sikerült a Maros hullámterének fejlődését megismerni. A bevezetésben megfogalmazott kérdéseket, mint fő kutatási célokat pedig már a részösszegzések során megválasoltam. Eredményeim és más, a kutatás során megismert irodalmi adatok alapján az 5. fejezetben ismertetésre került ártér osztályozási rendszerekbe kívánom ezúttal besorolni a folyó vizsgált szakaszát. De a meghatározott adatok segítségével értékelhetővé vált az is, hogy a Maros hullámterének fejlődése milyen irányba halad.

Amennyiben a Marost a Nanson és Croke (1992) által készített, napjaink egyik legelfogadottabb rendszerébe szeretnénk besorolni, fajlagos munkavégző képessége szerint a közepes és kis energiájú (B-C osztály) vízfolyások határára helyezhető. Hazai szakaszának besorolása tovább pontosítható a kutatásaim során megfigyelt intenzív akkumuláció, valamint medermintázata és a szabályozást követően lecsökkent medervándorlása alapján. Eszerint a szabályozásokat megelőző és jelenlegi állapotában Nanson és Croke (1992) kategóriarendszerének B3b (meanderező, oldalazva feltöltő és meanderzugokkal jellemezhető, hullámos felszínű ártér); B3c (meanderező, oldalazva feltöltő, ártéri lapályokkal jellemezhető ártér) és C1 (horizontálisan stabil, el nem ágazó, sima felszínű ártér, alacsony folyóhátakkal és ártéri lapályokkal) alrendjeibe tartozik egyes szakaszain. Véleményem szerint jelenlegi állapotában a hullámtér leginkább az utóbbi (C1) típusba sorolható. Mindháromra, de legnagyobb mértékben erre jellemző az áradások alkalmával bekövetkező, kiemelt jelentőségű ártéri felmagasodás.

Más osztályozások szerint (Kondolf et al. 2003) az aktív és inaktív kategóriába tartozó árterek közé is besorolható. Ez azzal magyarázható, hogy a szabályozásokat megelőzően a meder mintázata a Makó feletti részen meanderező és anasztomizáló formák átmenetét képezte, míg folyásirányban lefelé haladva meanderező jellegűvé vált. A szabályozásokat követően a határszakasz felső részén mintázata átmeneti jellegű maradt, míg lentebb egyértelműen fonatossá vált, Makó alatt egyenes, illetve meanderező jelleget vett fel (Fiala et al. 2006, Sipos 2006). A Maroson elvégzett szabályozás eredményeképpen a Makó alatti szakaszon rögzített medrű rész-szakaszok jellemzőek, a folyó közös román – magyar határszakasza ettől eltérően csupán kis mértékben tekinthető szabályozottnak a kisvízi szabályozás tekintetében (Török 1977). Ezért tartozik Kondolf rendszerében az alsóbb szakasz az inaktív, míg a fentebbi az aktív kategóriába.

A kutatásaim során meghatározott magas hosszú és rövid távú (0,23-2,45 cm/év ill. max. 26 cm) hullámtéri akkumulációs adatok alátámasztják azt, hogy az árvízvédekezés szempontjából számolni kell a Maros hullámterének felmagasodásával, főként a partok mentén és a mélyebb fekvésű területeken. Az akkumulációt elősegíti még a vizsgált szakasz elhelyezkedése a hordalékkúphoz képest (hordalékkúp peremén, előterében található). A körülményeket tovább rontja a területhasználat tér- és időbeli változásai által befolyásolt hidraulikus érdesség értékek megváltozása, ami egyértelműen azt mutatja, hogy a nagyvízi meder vízvezető képessége romlott 1953 óta a Maros mentén. Az aktív medret övező területek magas érdesség értéke pedig kifejezetten kedvezőtlen.

A mélyebb térszínnek (pl. korábbi mederrészletek, kubikgödrök, ártéri laposok stb.) fokozott, míg a magasabb területek (pl. egykori folyóhát, övzátony) lassabb akkumulációjának köszönhetően a Maros hullámterének hosszú távú fejlődése az ártér kiegyenlítődése és uniformizálódása irányába halad, a magasságkülönbségek és a szabályozás előtti geomorfológiai képződmények eltűnésével. Ezt a folyamatot az antropogén beavatkozások (kubikgödrök és csatornák létesítése), valamint természetes úton zajló – a rövidtávú vizsgálatok során megfigyelt – intenzív övzátony és folyóhát képződés

ellensúlyozza. Éppen ezért a jövőben, a viszonylag sík, hullámtéri környezetébe jórészt már beolvadt egykori kanyarulatok, az erőteljesen töltődő kubikgörök és a hullámtéri felszínből némileg még kiemelkedő inaktív övzátonyok és folyóhátak eltűnésével együtt a Maros hullámterének fejlődésében meghatározó folyamattá a part menti területek intenzív felmagasodása válik.

7. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának az elmúlt években adott hasznos tanácsokért, útmutatásáért, valamint kitartó támogatásáért.

Köszönettel tartozom Fejes Csabának a tájmetriai vizsgálatok kapcsán nyújtott inspirációért, Fekete Istvánnak és Tápai Ibolyának a labormunkálatokban biztosított segítségért, Geiger Jánosnak a 4. fejezet statisztikai elemzése kapcsán nyújtott támogatásért, Sipos Györgynek térképi adatokért, továbbá az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszékén dolgozó valamennyi munkatársamnak véleményükért és türelmükért.

Köszönöm az ATIKÖVIZIG munkatársainak: Kiss Csongornak, Lázár Miklósnak és Varga Krisztiánnak a rendelkezésemre bocsátott adatokat és információkat.

Külön köszönöm Családomnak, Kedvesemnek és Barátaimnak türelmüket és azt a támogatást, melyet munkám során tanúsítottak. Egyúttal ajánlom dolgozatomat Bátyám és Mamikám emlékének, akik sajnos nem érhatték meg elkészültét, de az előkészületek során mindvégig kitartottak melletttem.

8. IRODALOMJEGYZÉK

- Aalto R. – Maurice-Bourgoin L. – Dunne T. – Montgomery D.R. – Nitttrouer C.A. – Guyot J.L. 2003: Episodic sediment accumulation on Amazonian floodplain influenced by El Nino/Southern Oscillation. *Nature* 425/2: 493-497.
- Aldrin J. 2004: Floodplain development along the lower Guadalupe River: case study at Gonzales, Texas. Forrás: <http://www.crwr.utexas.edu/gis/gishydro04/Introduction/TermProjects/aldrin.htm>
- Alexander C.S. – Prior J.C. 1971: Holocene sedimentation rates in overbank deposits in the Black Bottom of the Lower Ohio River, Southern Illinois. *American Journal of Science* 270: 361-372
- Allen J.R.L. 1965: A review of the origin and character of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5: 89-191.
- Andó M. 1993: Makó és környéke természeti földrajza. In: Blazovich L. (szerk.) *Makó története a kezdetektől 1849-ig, Makói monográfiája 4.*, Makó; 87-116.
- Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged; 89-107.
- Arcement G.J. – Schneider V.R. 1989: Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains. US Geological Survey Water-supply Paper 2339.
- Arndtné Lőrinci R. 2001: Földhasználat-tervezés, tájelemzés a Völgyesség és a Szekszárdi-dombság ölelésében fekvő „István Major külterületén”. In A Völgyesség huszadik százada, struktúrák és konfliktusok. III. Völgyességi Konferencia Bonyhád, 217-230.
- Asselman N.E.M. – Middelkoop H. 1995: Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20: 481-499.
- Asselman N.E.M. – Middelkoop H. 1998: Temporal variability of contemporary floodplain sedimentation in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 595-609.
- Asselman N.E.M. 1999a: Effective discharge for overbank sedimentation on an embanked floodplain along the River Waal, the Netherlands. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 28: 61-69.
- Asselman N.E.M. 1999b: Grain-size trends used to assess the effective discharge for floodplain sedimentation, River Waal, the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* 69/1: 51-61.
- Asselman N.E.M. 1999c: The use of floodplain sedimentation measurements to evaluate the effects of river restoration works. In Marriott, S.B. – Alexander J. (eds.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London. Special Publications 163: 111-122.
- Baade J. – Barsch D. – Mausbacher R. – Schukraft G. 1993: Sediment yield and sediment retention in a small loess-covered catchment in SW-Germany. In Barsch D. – Mausbacher R. (eds): *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 92: 217-230.
- Babák K. 2004: A magyar vízügyi törvények a kezdetektől napjainkig. In: Táj, tér, tervezés – Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája (CD-kiadvány), Szeged
- Bagi I. – Böszörményi A. 2006: Süntők (*Echinocystis lobata* Torr. Et Gray). In Botta-Dukát Z. – Mihály B. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények II.*, Budapest; 143-170.
- Bagi I. 2000: A folyómedri iszapnövényzet vegetáció dinamikája. *Crisicum* 3: 11-20.
- Bagi I. 2004: Selyemkóró. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*, Budapest; 319-336.
- Baker R.G. – Schwert D.P. – Bettis III. E.A. – Chumbley C.A. 1993: Impact of Euro-American settlement on a riparian landscape in northeast Iowa, midwestern USA: an integrated approach based on historical evidence, floodplain sediments, fossil pollen, plant macrofossils and insects. *The Holocene* 3/4: 314-323.
- Balogh J. – Nagy I. – Schweitzer F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken. *Földrajzi Értesítő* 54/1-2: 29-59.
- Balogh K. 1991: A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In Balogh K. (szerk.) *Szedimentológia I.*, Akadémiai Kiadó, Budapest; 155-156.
- Balogh L. – Dancza I. – Király G. 2004: A magyarországi neofitonok időszerű jegyzéke és besorolásuk inváziós szempontból. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*, Budapest; 61-92.

- Balogh L. 1993: A Perint-patak természetközeli és átalakított környezetének növényzete Szombathely térségében, különös tekintettel az inváziós fajok terjedésére. *Botanikai Közlemények* 80: 84
- Barnes H.H. 1967: Roughness characteristics of natural channels. USGS Water Supply Papers 1849.; 1-211.
- Barta L. – Oltvai F. 1985: Az újratelepítéstől a polgári forradalom és szabadságharc végéig. In Blazovich L. (szerk.) *Csongrád megye évszázadai I.*, Szeged; 209-356.
- Bartha D. – Botta-Dukát Z. – Csiszár Á. – Dancza I. 2004: Az ökológiai és zöld folyosók szerepe az özönnövények terjedésében. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*, Budapest; 111-122.
- Bathurst J.C. – Benson I.A. – Valentine E.M. – Nalluri C. 2002: Overbank sediment deposition patterns for straight and meandering flume channels. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 659-665.
- Bendefy L. 1975: Az Erdélyi-medence mai vízrendszerének földtani kialakulása. In *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Bp.; 13-14.
- Benedetti M.M. 2003: Controls on overbank deposition in the upper Mississippi River. *Geomorphology* 56: 271-290.
- Benninger L.K. – Suayah I.B. – Stanley D.J. 1998: Manzala lagoon, Nile delta, Egyipt: modern sediment accumulation based on radioactive tracers. *Environmental Geology* 34/2-3: 183-193.
- Bérczi I. – Balogh K. 1991: A törmelékes üledékes kőzetek szövete. In Balogh K. (szerk.) *Szedimentológia I.*, Akadémiai Kiadó, Budapest; 457-458.
- Birks H.H. – Whiteside M.C. – Stark D.M. – Bright R.C. 1976: Recent paleolimnology of three lakes in northwestern Minnesota. *Quaternary Research* 6: 249-272.
- Blanka V. – Sipos Gy. – Kiss T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa ISBN: 963954512-0, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest.
- Bodroγκözy Gy. 1971: Természeti viszonyok - Növénytakaró. In Juhász A. – Ilia M. (szerk.) *Tápé története és néprajza*, Tápé; 19-23.
- Boga L. – Nováky B. (szerk.) 1986: Magyarország vizeinek műszaki-hidrológiai jellemzése. A felszíni vízkészlet mutatói: Maros. Vízgazdálkodási Intézet, Bp.; 32.
- Bogárdi J. 1954: Hordalékméréseink eddigi eredményei. *Vízügyi Közlemények* 36/2: 135-146.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítás. Akadémiai Kiadó, Bp., 794-797.
- Bohdaneczky E. 1940: Csanád vármegye nemzetiségi és gazdasági viszonyai a 18. században. In Eperjessy K. – Árva J. (szerk.) *Csanád vármegyei Könyvtár* 36., Makó; 85.
- Bonfanti P. – Fregonese A. – Sigura M. 1997: Landscape analysis in areas affected by land consolidation. *Landscape and Urban Planning* 37/1-2: 91-98.
- Borsy Z. 1972: Üledék és morfológiai vizsgálat a Sztármári-síkságon az 1970. évi árvíz után. *Földrajzi Közlemények* 96/1: 38-42.
- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38/3-4: 211-224.
- Borsy Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. In: Rachocki A.H. – Church M. ed. Alluvial fans. Wiley, New York; 229-246.
- Botlik A. 2005: Az ártéri akkumuláció vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Diplomamunka, SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged; 1-53.
- Botta-Dukát Z. – Dancza I. 2004: Magas aranyvessző és kanadai aranyvessző. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*, Budapest; 293-318.
- Böszörményi A. – Bagi I. 2006: Olasz szerbtövis (*Xanthium strumarium* subsp. *italicum* (Moretti) D. Löwe). In Botta-Dukát Z. – Mihály B. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények II.*, Budapest; 193-245.
- Bradbury J.P. – Waddington J.C.B. 1972: The impact of European settlement on Shagawa lake, northeastern Minnesota, U.S.A. In H.J.B. Birks – West R.G. (eds.) *Quaternary Plant Ecology. The 14th Symposium of the British Ecological Society*. Cambridge; 289-307.
- Braun M. – Szalóki I. – Posta J. – Dezső Z. 2003: Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. In: MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD-kiadvány).

- Bridge J.S. – Alexander J. – Collier R.E.L. – Gawthorpe R.L. – Jarvis J. 1995: Ground-penetrating radar and coring used to study large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions. *Sedimentology* 42: 839-852.
- Bridge J.S. – Leeder M.R. 1979: A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26: 617-644.
- Brierley G.J. – Ferguson R.J. – Woolfe K.J. 1997: What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology* 114: 1-9.
- Bristow C.S. – Skelly R.L. – Ethridge F.G. 1999: Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46: 1029-1047.
- Brooks G.R. – Grenier A. 2001: Late holocene pollen stratigraphy of Lake Louise, Manitoba. *Geological Survey of Canada, Current Research 2001-B1*, 7p
- Brooks G.R. 2003: Alluvial deposits of a mud-dominated stream: the Red River, Manitoba, Canada. *Sedimentology* 50: 441-458.
- Brown A.G. 1983: An analysis of overbank deposits of a flood at Blandford-Forum, Dorset, England. *Revue de Geomorphologie Dynamique* 32: 95-99.
- Brown A.G. 1985: The potential use of pollen in the identification of suspended sediment sources. *Earth Surface Processes and Landforms* 10: 27-32.
- Brugam R.B. 1978: Pollen indicators of land-use change in southern Connecticut. *Quaternary Research* 9: 349-362.
- Brush G.S. – DeFries R.S. 1981: Spatial distributions of pollen in surface sediments of the Potomac estuary. *Limnology and Oceanography* 26/2: 295-309.
- Brush G.S. – Martin E.A. – DeFries R.S. – Rice C.A. 1982: Comparisons of ^{210}Pb and pollen methods for determining rates of estuarine sediment accumulation. *Quaternary Research* 18: 196-217.
- Büttner Gy. – Mari L. 2004: A felszínborítás változásának fő típusai a Corine Land Cover európai adatbázisa alapján. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa). Szeged; 235-246.
- Cazanacli D. – Smith N.D. 1998: A study of morphology and texture of natural levees – Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 25/1-2: 43-55.
- Cholnoky J. 1941: A Huang-ho törmelékkúpja. *Földrajzi Közlemények* 69/2: 78-94.
- Chorley R.J. – Schumm S.A. – Sugden D.E. 1985: Geomorphology. Methuen, London
- Chow V.T. 1959: Open-channel hydraulics. McGraw-Hill, New York.
- Clark J.S. – Patterson III. W.A. 1984: Pollen, Pb-210, and opaque spherules: an integrated approach to dating and sedimentation in the intertidal environment. *Journal of Sedimentary Petrology* 54/4: 1251-1265.
- Clark R.L. 1986: Pollen as a chronometer and sediment tracer, Burrinjuck Reservoir, Australia. *Hydrobiologia* 143: 63-69.
- Collinson J.D. 1978: Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, New York – Amsterdam; 15–60.
- Constantine J.A. – Pasternac G.B. – Johnson M.L. 2005: Logging effects on sediment flux observed in a pollen-based record of overbank deposition in a northern California catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 30/7: 813-821.
- Csépes E. – Bancsi I. – Végvári P. – Aranyiné Rózsavári A. 2003: Hordalékviszonyok vizsgálata a Tisza középső (Kisköre - Szolnok közötti) szakaszán. In: Magyar Hidrológiai Társaság XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások 2/3. Forrás: <http://www.vizugy.hu>
- Csermák K. 1929: A szegedi M. Kir. Folyammérnöki Hivatal kezelése alatt álló Tisza- és Maros-folyószakaszokon végzett szabályozási rözséművek építési módjának ismertetése. *Vízügyi Közlemények* 11/2: 80-97.
- Csoma J. 1975: A Maros hidrográfiája. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Bp.; 7-12.
- Davis M.A. – Grime J.P. – Thompson K. 2000: Fluctuating resources in plant communities: a general theory of invasibility. *Journal of Ecology* 88: 528-534.
- Davis M.B. – Brubaker L.B. 1973: Differential sedimentation of pollen grains in lakes. *Limnology and Oceanography* 18/4: 635-646.
- Deák A.A. 1996: A háromszögelléstől a Tisza szabályozásig. In: Tanulmányok és válogatott dokumentumok a Tiszavölgyi Társulat megalakulásának és Vásárhelyi Pál halálának 150. évfordulójára. p.128.

- Deák J.Á. 2004: Tájváltozás vizsgálatok élőhelyterképezés segítségével Csongrád és Szeged városok környékén. In A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa). Szeged; 334-371.
- Deák J.Á. 2005: Landscape ecological researches in the western Marosszög (Hungary). *Acta Climatologica et Chorologica* 38-39: 33-46.
- Deák J.Á. 2006: Csongrád megye élőhelyeinek táji mintázata és kistájainak lehatárolása. In. A III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei (CD kiadvány) ISBN 963 9545 12 0 Bp.
- Dezseo N. – Herrera R. – Escalante G. – Chacón N. 2000: Deposition of sediments during a flood event on seasonally flooded forests of the lower Orinoco river and two of its black-water tributaries, Venezuela. *Biogeochemistry* 49: 241-257.
- Dezső Zs. – Bartholy J. – Barcza Z. – Pongrácz R. – Bogárdi I. 2003: A felszínborítottság változásának vizsgálata a Felső-Tisza vízgyűjtőn műholadatok segítségével. In: MHT XXI. vándorgyűlésén elhangzott előadások 2/4. Forrás: www.vizugy.hu
- Ekdahl E.J. – Teranes J.L. – Guilderson T.P. – Turton C.L. – McAndrews J.H. – Wittkop C.A. – Stoermer E.F. 2004: Prehistorical record of cultural eutrophication from Crawford lake, Canada. *Geology* 32/9: 745-748.
- Eperjessy K. 1971: Csanád megye az első katonai felvétel (1782 – 1785) idején. In Tóth F. (szerk.) *A Makói Múzeum Füzetek* 7., Makó; 1-33.
- Eperjessy K. 1993: Politikai és gazdasági elemek a Maros folyó történetében. In Halmágyi P. (szerk.) *A makói múzeum füzetek* 76., Makó.
- Eperjesy K. 1927: A Maros szabályozása Makónál 1754-ben. In Barna J. – Eperjesy K. (szerk.) *Csanád Vármegyei Könyvtár* 12., Makó; 1-22.
- Fægri K. – Iversen J. 1988: Textbook of pollen analysis (4.ed.). Bergen; 1-38.
- Feichtinger S. 1870: Jelentés a Csajkások kerülete, és Torontál vármegye flórája érdekében tett 1870. augusztus havi utazásomról. *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* 8/2: 15-36.
- Ferguson R.J. – Brierley G.J. 1999: Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross river, south-eastern Australia. *Sedimentology* 46: 627-648.
- Fiala K. – Sipos Gy. – Kiss T. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A. – Mezösi G. – Sümeghy Z. (szerk.) *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*. Szeged; 203-211.
- Friedkin J.K. – Lászlóffy W. 1949: A folyómedrek vándorlása. *Vízügyi Közlemények* 31/1-2.: 98-116.
- Gábris Gy. – Nádor A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26: 2758-2782.
- Gábris Gy. – Telbisz T. – Nagy B. – Belardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84/3: 305-318.
- Gaskó B. 1999: Természettudományi Tanulmányok – *Studia naturalia* 2. In Gaskó B. (szerk.) *A Móra Ferenc Múzeum Évkönyve*, Szeged; 20-72.
- Geerling G.W. – Kater E. – van den Brink C. – Baptist M.J. – Regas A.M.J. – Smits A.J.M. 2008: Nature rehabilitation by floodplain excavation: the hydraulic effect of 16 years of sedimentation and vegetation succession along the Waal River, NL. *Geomorphology* 99/1-4: 317-328
- Geiger J. 2002: A szimulációs gridek hibacsökkentése a háromfázisú tárolómodellekben. MOL Rt. KTD. Kézirat
- Georgeaud W. M. – Rochette P. – Ambrosi J. P. – Vandamme D. – Williamson D. 1997: Relationship between heavy metals and magnetic properties in a large polluted catchment: The Etang de Berre (South of France). *Physics and Chemistry of the Earth* 22/1-2: 211-214.
- Giday K. 1971: Tápé története – A török hódoltságtól az első világháborúig. In Juhász A. – Ilia M. (szerk.) *Tápé története és néprajza*. Tápé; 57-89.
- Gilicze J. 1996: Az 1695. és 1696. évi hadjáratok és térképeik. In Halmágyi P. (szerk.) *A Makói Múzeum Füzetek* 86., Makó; 1-56.
- Gilvear D. – Bryant R. 2003: Analysis of aerial photography and other remotely sensed data. In: Kondolf G.M. – Piégay H. (eds.) *Tools in fluvial geomorphology*. Wiley, Chichester; 135-170.
- Gillyén J. 1912a: A Maros hajózhatósága. *Vízügyi Közlemények* 2/4: 70-72.
- Gillyén J. 1912b: A Maros szabályozás mai állása. *Vízügyi Közlemények* 2/1: 63-64.

- Gomez B. – Eden D.N. – Peacock D.H. – Pinkney E.J. 1998: Floodplain construction by recent, rapid vertical accretion: Waipaoa River, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 405-413.
- Gomez B. – Mertes L.A.K. – Phillips J.D. – Magilligan F.J. – James L.A. 1995: Sediment characteristics of an extreme flood: 1993 upper Mississippi River valley. *Geology* 23/11: 963-966.
- Gomez B. – Phillips J.D. – Magilligan F.J. – James L.A. 1997: Floodplain sedimentation and sensitivity: summer 1993 flood, upper Mississippi River valley. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 923-936.
- Goudie A.S. 1990: Geomorphological techniques. Routledge, London
- Graf W.L. – Clark S.L. – Kammerer M.T. – Lehman T. – Randall K. – Schroeder T.R. 1991: Geomorphology of heavy metals in the sediments of Queen Creek, Arizona, USA. *Catena* 18: 567-582.
- Halász Á. 1889: Makó város és környéke növényzete. In Horváth I. (szerk.) *Makói Községi Polgári Leányiskola Értesítője* 9., Makó.
- Happ S.C. 1944: Effect of sedimentation on floods in the Kickapoo Valley, Wisconsin. *Journal of Geology* 52: 53-68.
- Harter S.K. – Mitsch W.J. 2003: Wetlands and aquatic processes. Patterns of short-term sedimentation in a Freshwater Created Marsh. *Journal of Environmental Quality* 32: 325-334.
- Hatfield R.G. – Maher B.A. 2008: Suspended sediment characterization and tracing using a magnetic fingerprinting technique: Bassenthwaite Lake, Cumbria, UK. *The Holocene* 18/1: 105-115.
- Herman O. 1887: A magyar halászat könyve. Budapest, 847.
- Hudson P.F. – Heitmüller F.T. 2003: Local- and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Pánuco Basin, Mexico. *Geomorphology* 56: 255-269.
- Hudson-Edwards K.A. – Macklin M.G. – Curtis C.D. – Vaughan D.J. 1998: Chemical remobilization of contaminant metals within floodplain sediments in an incising river system: implication for dating and chemostratigraphy. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 671-684.
- Hughes D.A. – Lewin J. 1982: A small-scale floodplain. *Sedimentology* 29: 891-895.
- Hupp C.R. – Simon A. 1991: Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels. *Geomorphology* 4: 111-124.
- Hutchinson S. M. 1995: Use of magnetic and radiometric measurements to investigate erosion and sedimentation in a British upland catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 20/4: 293-314.
- Ihrig D. (szerk.) 1973: A magyar vízszabályozás története. VÍZDOK, Bp.; 356-361.
- Ihrig D. 1952: Folyóink hullámterének vízjárása, hordalékmozgása és szabályozása. In A hullámtéri fásítás kérdései. Erdészeti Tudományos Kiskönyvtár 5-6., Mezőgazdasági Kiadó, Budapest; 3-20.
- Inczefi G. 1960: Szeged környékének földrajzi nevei. Nyelvtudományi Értekezések 22., Budapest; 1-108.
- Inczefi G. 1970: Földrajzi nevek névtudományi vizsgálata (Makó környékének földrajzi nevei alapján). Nyelvészeti Tanulmányok 14., Budapest; 1-275.
- Inczefi G. 1971: Néprajz – A község belterületének és határának földrajzi nevei. In Juhász A. – Ilia M. (szerk.) *Tápe története és néprajza*. Tápe; 847-882.
- Jakucs L. 1973: Általános természeti földrajzi gyakorlatok. Tankönyvkiadó, Budapest; 69-70.
- Jakucs L. 1982: Az árvizek gyakoriságának okai és annak tényezői a Tisza vízrendszerében. *Földrajzi Közlemények* 30: 212-236.
- Járainé Komlódi M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez I. *Botanikai Közlemények* 53/3: 191-201.
- Járainé Komlódi M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez II. *Botanikai Közlemények* 56/1: 43-55.
- Járainé Komlódi M. 1999: Pollenháború. Budapest; 115-119.
- Járainé Komlódi M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia* 9: 5-59.
- Jeffries R. – Darby S.E. – Sear D.A. 2003: The influence of vegetation and organic debris on floodplain sediment dynamics: case study of a low-order stream in the New Forest, England. *Geomorphology* 51: 61-80.

- Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Tanulmányok és kutatási eredmények 8., Budapest.
- Keesstra S.D. 2007: Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms* 32/1: 49-65.
- Keller P. – Marsovszki G. 1992: Az ATIVIZIG kezelésébe tartozó Tisza szakasz általános szabályozási terve és annak megvalósulását elősegítő tudományos vizsgálatok eredményei. MHT Országos Vándorgyűlése, Szeged; 152-170.
- Kenyon C. – Rutherford I.D. 1999: Preliminary evidence for pollen as an indicator of recent floodplain accumulation rates and vegetation changes: the Barmah-Millewa Forest. *Environmental Management* 24/3: 359-367.
- Kesel R.H. – Dunne K.C. – McDonald R.C. – Allison K.R. 1974: Lateral erosion and overbank deposition on the Mississippi River in Louisiana, caused by 1973 flooding. *Geology* 2/9: 461-464.
- Kiss M.H. 1940: Kiszombor története. In Eperjessy K. – Árva J. (szerk.) *Csanádvármegyei könyvtár* 35., Makó.
- Kiss T. – Fejes A. 2001: Flood caused sedimentation on the foreshore of the river Tisza. *Acta Geographica Szegediensis* 37: 51-55.
- Kiss T. – Sipos Gy. – Fiala K. 2002: Recens üledék-felhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84/3: 456-472.
- Knaus R.M. – Van Gent D.L. 1989: Accretion and canal impacts in a rapidly subsiding wetland. III. A new soil horizon marker method for measuring recent accretion. *Estuaries* 12/4: 269-283.
- Knox J.C. 1987: Historical valley floor sedimentation in the Upper Mississippi valley. *Annals of the Association of American Geographers* 77: 224-244.
- Kondolf G.M. – Montgomery D.R. – Piégay H. – Schmitt L. 2003: Geomorphic classification of rivers and streams. In Kondolf G.M. – Piégay H. (eds.) *Tools in fluvial geomorphology*. Wiley, Chichester; 171-204.
- Kovács F. 2006. Tájkváltozások értékelése geoinformatikai módszerekkel a Duna-Tisza közén különös tekintettel a szárazodás problémájára. Doktori Értekezés. SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Kovács S. 2003: Hullámtér árvízlevezető képességének javítása. In Az árvízkezelés kihívásai a XXI. sz.-ban (CD-kiadvány)
- Kvassay J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* 15: 7-27.
- Laczkay I. 1975: A Maros szabályozása és kanyarulati viszonyai. In *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Bp.; 20-23.
- Laczkay I. 1975: A Maros vízgyűjtője és vízrendszere In: *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Bp.; 4-6.
- Lambert C.P. – Walling D.E. 1987: Floodplain sedimentation: a preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the river Culm, Devon, UK. *Geografiska Annaler* 69A/3-4: 393-404.
- Lányi B. 1914: Csongrád megye flórájának előmunkálatai. *Magyar Botanikai Lapok* 13/6-9: 232-274.
- Lecce S.A. – Pavlowsky R.T. 2004: Spatial and temporal variations in the grain-size characteristics of historical flood plain deposits, Blue River, Wisconsin, USA. *Geomorphology* 61/3-4: 361-371.
- Lewin J. – Macklin M.G. 2003: Preservation potential for Late Quaternary river alluvium. *Journal of Quaternary Science* 18/2: 107-120.
- Lóczy D. 2001: Geomorfológiai, tájökológiai és természetvédelmi megfigyelések a Duna-ártér Mohács alatti (bédai) szakaszán. In I. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa ISBN: 963482544-3, Szeged.
- Lóki J. – Szabó J. – Konecsny K. – Szabó G. – Szabó K. 2004: Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken. In A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa). Szeged; 1102-1122.
- Lovász Gy. 2005: A hullámtéri akkumuláció gyakorisága a Tisza középső folyásszakaszán. *Földrajzi Közlemények* 129/3-4: 125-132.
- Mackey S.D. – Bridge J.S. 1995: Three-dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research* B65: 7-31.

- Maekawa M. – Nakagoshi N. 1997: Riparian landscape changes over a period of 46 years, on the Azusa River in Central Japan. *Landscape and Urban Planning* 37/1-2: 37-43.
- Magilligan F.J. 1992: Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. *Geomorphology* 4: 393-408.
- Makaske B. – Smith D.G. – Berendsen H.J.A. 2002: Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 49: 1049-1071.
- Makra L. – Juhász M. – Béczi R. – Borsos E. 2005: The history and impacts of airborne Ambrosia (Asteraceae) pollen in Hungary. *Grana* 44: 57-64.
- Makra L. – Pálfi S. – Gál A. – Bíró L. 2007: Long distance transport of ragweed pollen to southern Hungary. *Epidemiology* 18/5:8
- Makra O. 2002: A makói Csordajárás természetvédelmi szempontú botanikai állapotfelmérése és értékelése. Diplomamunka. SZTE Ökológia Tanszék, Szeged.
- Mansikkaniemi H. 1985: Sedimentation and water quality in the flood basin of the river Kyrönjoki in Finland. *Fennia* 163/1: 155-194.
- Márfai L. 1978: A Tisza és a Maros árhullám tetőzéseinek együttjárása. *Hidrológiai Közöny* 58/1: 42-43.
- Márfai L. 1984: A Tisza természetes vízszintduzzasztásainak és süllyesztéseinek hatása a Maros makói szelvényének vízjárásában. *Hidrológiai Közöny* 64/1: 53-55.
- Marosi S. – Somogyi S. 1990: Magyarország kistájainak katasztere I. MTA FKI, Bp.; 210-213.
- Marriott S. 1992: Textural analysis and modelling of a flood deposit: River Severn, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 687-697.
- Marston R.A. – Girel J. – Pautou G. – Piegay H. – Bravard J.-P. – Arneson C. 1995: Channel metamorphosis, floodplain disturbance, and vegetation development: Ain River, France. *Geomorphology* 13/1-4: 121-131.
- Márton Gy. 1914: A Maros alföldi szakasza és fattyumedrei (az Aranka és a Szárazér). *Földrajzi Közlemények* 52: 282-301.
- Márton Gy. 1929: Makó földművelése, állattenyésztése és erdészete. In: Ladányi M. (szerk.) Magyar városok monográfiája 6., Makó és csanád-torontál vármegyei községek; Bp.; 97-138.
- McAndrews J.H. – Boyko Diakonow M. 1989: Pollen analysis of varved sediment at Crawford Lake, Ontario: evidence of indian and European farming. In: Fulton R.J. (ed.) Quaternary geology of Canada and Greenland. 528-530.
- McKee E.D. – Crosby E.J. – Berryhill H.L. 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* 37/3: 829-851.
- Medioli B.E. – Dixit A. – Anderson T. – Smol J.P. 2003: Late holocene history of pre- and post-settlement environmental change in floodplain lakes of the Red River (Manitoba and North Dakota). *Geological Society of America Abstracts with Programs* 35/6: 293.
- Medioli B.E. 2003: Search for a paleoflood record using physical and geochemical properties of cores from shallow lakes, Red River valley, Manitoba and North Dakota. *Geological Survey of Canada, Current Research 2003-B1*, 11 p.
- Mezősi J. – Donáth É. 1951: A Maros és Tisza lebegtetett hordalékának ásványtani és vegyi vizsgálata. *Acta Universitatis Szegediensis: Acta Mineralogica, Petrographica* 5: 38-57.
- Mezősi J. – Donáth É. 1954: A Tisza és Maros oldott és lebegtetett anyagának vizsgálata. *Hidrológiai Közöny* 34/3-4: 140-148.
- Micheli E.R. – Kirchner J.W. – Larsen E.W. 2004: Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meandering migration rates, Central Sacramento River, California, USA. *River Research and Applications* 20: 537-548.
- Middelkoop H. – Asselman N.E.M. 1998: Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 561-573.
- Mike K. 1975: A Maros kialakulása és fejlődése. In *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Bp.; 14-18.
- Mike K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Bp.; 680-692.
- Miller J. – Barr R. – Grow D. – Lechler P. – Richardson D. – Waltman K. – Warwick J. 1999: Effect of the 1997 flood on the transport and storage of sediment and mercury within the Carson River valley, West-Central Nevada. *Journal of Geology* 107/3: 313-328.

- Miller J.R. – Schulz T.T. – Hobbs N.T. – Wilson K.R. – Schrupp D.L. – Baker W.L. 1995: Changes in the landscape structure of a southeastern Wyoming riparian zone following shifts in stream dynamics. *Biological Conservation* 72/3: 371-379.
- Moody J.A. – Troutman B.M. 2000: Quantitative model of the growth of floodplains by vertical accretion. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 115-133.
- Mücher H.J. – Slotboom R.T. – ten Veen W.J. 1990: Palynology and micromorphology of a man-made soil. A reconstruction of the agricultural history since late-medieval times of the Posteles in the Netherlands. *Catena* 17: 55-67.
- Nagy B. – Komonyi É. – Molnár J. – Gönczy S. – Izsák T. – Kucsinka I. – Sándor A. 2002: Jelentés a felső-tiszai árvizek kialakulásának tényezői című pályázathoz. Kézirat. Beregszász; 120p.
- Nagy I. – Schweitzer F. – Alföldi L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények* 83/4: 539-561.
- Nagyvárad L. 2004: Klímaváltozások következményeként fellépő extrém árvizek kimutatása árvízi üledékekkel a Dunán és magyarországi mellékfolyóin. In: Füleky Gy. (szerk.) *A táj változásai a Kárpát-medencében. Víz a tájban*. Gödöllő; 241-247.
- Nanson G.C. – Croke J.C. 1992: A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459-486.
- Nanson G.C. 1980: Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology* 27: 3-29.
- Németh E. 1959: Hidrológia és hidrometria. Tankönyvkiadó, Budapest; 204-207.
- Nicholas A.P. – Walling D.E. 1995: Modelling contemporary overbank sedimentation on floodplains: some preliminary results. In Hickin E.J. (ed.): *River Geomorphology*, ISBN 0-471-9553-0; Wiley, Chichester; 131-153.
- Nicholas A.P. – Walling D.E. 1997: Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 59-77.
- Obradovic M. – Budak V. 1979: Research into flora of the southern part of the Tisa basin. *Tiscia (Szeged)* 14: 123-130.
- Oldfield F. – Mahrer B.A. – Donoghue J. – Piece J. 1985: Particle-size related mineral magnetic source-sediments linkages in the Rhode River Cathment, Maryland, USA. *Journal of Geology* 142: 1035-1046.
- Oldfield F. 1991: Environmental Magnetism – a personal perspective. *Quaternary Science Reviews* 10: 73-85.
- Pákozdy V. – Ungár T. – Váradi F.P. 1949: A Maros homokjának ásvány-kőzettani vizsgálata. *Hidrológiai Közöny* 29/3-4: 84-89.
- Pálfi I. 2001: Magyarország holtágai. Közlekedési és Vízügyi Minisztérium, Budapest; p. 82.
- Pálmai M. 1954: A Tisza völgy és közvetlen környezetének morfológiai tanulmányozása. *Földrajzi Értesítő* 3/3: 55-59.
- Parks C.G. – Radosevich S.R. – Endress B.A. – Naylor B.J. – Anzinger D. – Rew L.J. – Maxwell B.D. – K.A. Dwire 2005: Natural and land-use history of the Northwest mountain ecoregions (USA) in relation to patterns of plant invasions. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics* 7: 137-158.
- Parsons H. – Gilvear D. 2002: Valley floor landscape change following almost 100 years of flood embankment abandonment on a wandering gravel-bed river. *River Research and Applications* 18/5: 461-479.
- Peja Gy. 1935: Makó és környékének felszíne. In Eperjessy K. (szerk.) *Csanádvármegyei Könyvtár* 27., Makó; 25p.
- Petryk S. – Bosmajian G. 1975: Analysis of flow through vegetation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers Journal of the Hydraulics Division* 101/HY7: 871-887.
- Pierce A.R. – King S.L. 2008: Spatial dynamics of overbank sedimentation in floodplain systems. *Geomorphology* 100/3-4: 256-268.
- Pizzuto J.E. 1987: Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology* 34/2: 301-317.
- Plant-Tabacchi A.M. – Tabacchi E. – Bonillo M.J.S. 2001: Invasions of river corridors by exotic plant species: pattern and causes. In: Brundu G. – Brock J. – Camarda I. – Child L. – Wade M. (eds.) *Plant invasions: Species ecology and ecosystem management*, Leiden; 221-234.
- Plant-Tabacchi A.M. – Tabacchi E. – Naiman R.J. – Deferrari C. – Décamps H. 1996: Invasibility of species-rich communities in riparian zones. *Conservation Biology* 10/2: 598-607.

- Priszter Sz. 1960: Adventív gyomnövényeink terjedése. A Keszthelyi Mezőgazdasági Akadémia Kiadványai 7., Budapest; 3-34.
- Priszter Sz. 1997: A magyar adventív flóra kutatása. *Botanikai Közlemények* 84/1-2: 25-32.
- Rátky I. – Farkas P. 2003: A növényzet hatása a hullámtér vízszállító képességére. *Vízügyi Közlemények* 85/2: 246-264.
- Rátóti B. 1964: Néhány adat a folyók medermenti természetes felmagasításáról. *Földrajzi Értesítő* 13/1: 109-112.
- Reizner J. 1984: Makó város története. In: Tóth F. (szerk.) *A makói múzeum füzetek* 40., Makó; 1-165.
- Resitzky G. 2006: Hullámtéri hordalék-lerakódások vizsgálata Béda-Karapancsán. Szakdolgozat EKF Műszaki Fakultás, Baja.
- Richards K. – Brasington J. – Hughes F. 2002: Geomorphic dynamics of floodplains: ecological implications and a potential modelling strategy. *Freshwater Biology* 47: 559-579.
- Ritchie J.C. – Hawks P.H. – McHenry J.R. 1975: Deposition rates in valleys determined using fallout Cesium-137. *Geological Society of America Bulletin* 86: 1128-1130.
- Robbins J.A. – Edgington D.N. 1975: Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 285-304.
- Rocchini D. – Perry G.L.W. – Salerno M. – Maccherini S. – Chiarucci A. 2006: Landscape change and the dynamics of open formations in a natural reserve. *Landscape and Urban Planning* 77/1-2: 167-177
- Rodrigues S. – Bréhéret J.-G. – Macaire J.-J. – Greulich S. – Villar M. 2007: In-channel woody vegetation controls on sedimentary processes and the sedimentary record within alluvial environments: a modern example of an anabranch of the River Loire, France. *Sedimentology* 54: 223-242.
- Royall D. 2001: Use of mineral magnetic measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in small agricultural catchment in limestone terrain. *Catena* 46: 15-34.
- Rumsby B. 2000: Vertical accretion rates in fluvial systems: a comparison of volumetric and depth-based estimates. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 617-631.
- Sándor A. – Kiss T. 2006a: A hullámtéri akkumuláció meghatározása mágneses szuszceptibilitás és röntgensugaras mérések segítségével, közép-tiszai mintaterületeken. In: A III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei (CD-kiadvány). Bp.
- Sándor A. – Kiss T. 2006b: A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 86/2: 58-62.
- Sándor A. – Kiss T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnokon. *Hidrológiai Közlöny* 87/4: 19-24.
- Sándor A. – Kiss T. 2008: A területhasználat változás hatása az üledék-felhalmozódásra, közép-tiszai vizsgálatok alapján. *Tájkölógiai Lapok* - in press -
- Schick K. 1934: A Tisza, Körös, Maros, Zagyva vízének elemzése. *Hidrológiai Közlöny* 13/1: 106-116.
- Schmidt E. 1929: A vízszabályozás fejlődése és jelen állása Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* 11/1: 3-92.
- Schnitzler A. – Hale B.W. – Alsum E.M. 2007: Examining native and exotic species diversity in European riparian forests. *Biological Conservation* 138: 146-156.
- Schumm S.A. 1977: The fluvial system. Wiley-Interscience Publication, New York.
- Schweitzer F. – Nagy I. – Alföldi L. 2002: Jelenkori övzátón (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. *Földrajzi Értesítő* 51/3-4: 257-278.
- Schweitzer F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Folyóink hullámterének fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. *Földrajzi Értesítő* 50/1-4: 63-72.
- Sellin R.H.J. – Bryant T.B. – Loveless J.H. 2003: An improved method for roughening floodplains on physical river models. *Journal of Hydraulic Research* 41/1: 3-14.
- Simm D.J. – Walling D.E. 1998: Lateral variability of overbank sedimentation on a Devon flood plain. *Hydrological Sciences Journal* 43/5: 715-732.
- Simon A. – Castro J. 2003: Measurement and analysis of alluvial channel form. In: Kondolf G.M. – Piégay H. (eds.) *Tools in fluvial geomorphology*. Wiley, Chichester; 291-322.
- Simon T. 1994: A magyarországi edényes flóra határozója (2. kiadás), Budapest; 892p.

- Simonkai L. 1893: Aradmegye és Arad város növényvilága. In: Jancsó B. (szerk.) *Aradvármegye és Arad szabad királyi város monographiája I.*, Arad; 426p.
- Simonné Harangozó M. 1984: A Maros folyó néhány vízjárástörténeti jellegzetessége. *Hidrológiai Közlöny* 64/3: 183-186.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori értekezés. SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Sipos P. 2004: Nehézfémek mozgását és megkötődését meghatározó geokémiai tényezők vizsgálata cserhádi talajszelvények példáján. Doktori értekezés tézisei, Budapest.
- Smith W.H.F. – Wessel P. 1990: Gridding with continuous curvatures splines in tension. *Geophysics* 55/3: 293-305.
- Somogyi S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. *Földrajzi Közlemények* 9(85): 25-50.
- Somogyi S. 1974: Meder- és ártérfejlődés a Duna Sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23: 27-36
- Somogyi S. 2000a: A folyóhálózat kialakulása és természetes fejlődése. In Somogyi S. (szerk.) *A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon*. Bp.; 57-80.
- Somogyi S. 2000b: A folyószabályozási, ármentesítési és lecsapoló munkálatok általános jellemzése és méretei. In Somogyi S. (szerk.) *A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon*. Bp.; 153-164.
- Somogyi S. 2003: A Tisza és az ember. In Teplán I. (szerk.) *Magyarország az ezredfordulón. Stratégiai Tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián I. A Tisza és vízrendszere*. Budapest, 91-105.
- Soó R. 1973: A magyar flóra és vegetáció rendszertani- növényföldrajzi kézikönyve. Budapest.
- Steiger J. – Gurnell A.M. – Ergenzinger P. – Snelder D. 2001a: Sedimentation in the riparian zone of an incising river. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 91-108.
- Steiger J. – Gurnell A.M. – Goodson J.M. 2003: Quantifying and characterizing contemporary riparian sedimentation. *River Research and Applications* 19/4: 335-352.
- Steiger J. – Gurnell A.M. – Petts G.E. 2001b: Sediment deposition along the channel margins of a reach of the middle River Severn, U.K. *Regulated Rivers* 17: 443-460.
- Steiger J. – Gurnell A.M. 2003: Spatial hydro-geomorphological influences on sediment and nutrient deposition in riparian zones: observations from the Garonne River, France. *Geomorphology* 49: 1-23.
- Steiger J. – Tabacchi E. – Dufour S. – Corenblit D. – Peiry J.-L. 2005: Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: A review for the temperate zone. *River Research and Applications* 21: 719-737.
- Sümei P. – Braun M. – Hertelendi E. – Félégyházi E. – Vissi E. – Szabó E. – Tóth A. – Szöör Gy. 1992: A Pocsaji láp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. In Kelet-Magyarországi Vad- és Vízgazdálkodási, Természetvédelmi Konferencia (előadások és poszterek összefoglalója), Debrecen; 359-361.
- Symader W. – Thomas W. 1978: Interpretation of average heavy metal pollution in flowing waters and sediment by means of hierarchical grouping analysis using two different error indices. *Catena* 5: 131-144.
- Syversen N. – Oygarden L. – Salbu B. 2001: Cesium-134 as a tracer to study particle transport processes within a small catchment with a buffer zone. *Journal of Environmental Quality* 30: 1771-1783.
- Szabó M. 2007: Tájszerkezeti változások a Felső-Szigetközben az elmúlt 20 évben. *Földrajzi Közlemények* 55/1-2: 55-74.
- Szabó Sz. – Molnár L.Sz. – Gosztonyi Gy. – Posta J. – Prokisch J. 2008: A nehézfém-szennyezettség vizsgálata egy felső-tiszai holtmeder környezetében. In Szabó J. – Demeter G. (szerk.) *Geographia Generalis et specialis. Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tudományos konferenciára*. Debrecen; 255-260.
- Szalai Z. – Balogh G.M. – Jakab G. – Csuták M. – Bádonyi K. – Tóth A. 2005: A folyópartok alakjának szerepe a hullámtereken kiülepedő üledékek szemcse- és nehézfém frakciójában, a Duna és a Tisza példáján. *Földrajzi Értesítő* 54/1-2: 61-84.
- Szigetvári Cs. – Benkő Zs.R. 2004: Ürömlévelű parlagfű. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*. Budapest; 337-370.
- Szigetvári Cs. – Tóth T. 2004: Gyalogakác. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*. Budapest; 187-206.

- Szilasi P. – Kiss R. 2001: Tájkváltozás térinformatikai módszerekkel történő értékelése egy Balaton-felvidéki mintaterület (Fekete-hegy) példáján. In A földrajz eredményei az új évezred küszöbén (I. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa ISBN 963 482 544 3), Szeged; 1-11.
- Sztribik M. 1979: Makó városának leírása 1835-1836. In Tóth F. (szerk.) *A makói múzeum füzetek* 22. Makó; 9-34.
- Szlávik L. 2001: A Tisza-völgy árvízvédelme és fejlesztése. In Dormány G. – Kovács F. – Péti M. – Rakonczai J. (szerk.) *A földrajz eredményei az új évezred küszöbén* (I. Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa). Szeged; 52.
- Szlávik L. 2002: A Vásárhelyi-terv továbbfejlesztése a területfejlesztési, ökológiai igényekkel és az Európai Unió Víz Keretirányelvével összhangban. Koncepció-terv. Kézirat. Budapest
- Tabacchi E. – Lambs L. – Guillo H. – Planty-Tabacchi A.M. – Muller E. – Déchamps H. 2000: Impacts of riparian vegetation on hydrological processes. *Hydrological Processes* 14/16-17: 2959-2976.
- Tamás E.A. – Kalocsa B. 2003: A Rezáti-Duna feltöltődésének vizsgálata. In Somogyvári O. (szerk.) *Élet a Duna-ártéren – természetvédelemről sokszemközt*. Pécs; 43-49.
- Taylor M.P. 1996: The variability of heavy metals in floodplain sediments: a case study from mid Wales. *Catena* 28: 71-87.
- Ten Brinke W.B.M. – Schoor M.M. – Sorber A.M. – Berendsen H.J.A. 1998: Overbank sand deposition in relation to transport volumes during large-magnitude floods in the dutch sand-bed Rhine River system. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 809-824.
- Thompson R. – Battarbee R.W. – O'Sullivan P.E. – Oldfield F. 1979: Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography* 20/5: 687-698.
- Thorndycraft V. – Hu Y. – Oldfield F. – Crooks P.R.J. – Appleby P.G. 1998: Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene* 8/6: 741-746.
- Tickner D.P. – Angold P.G. – Gurnell A.M. – Mountford J.O. 2001: Riparian plant invasions: hydrogeomorphological control and ecological impacts. *Progress in Physical Geography* 25/1: 22-52.
- Tímár L. 1948: A Tisza- és Marosmente új növényei. *Acta Soc. Bot. Hungaricae, Sep. Borbasia*; Bp.; 8-61.
- Tímár L. 1950: A Marosmeder növényzete. *Ann. Biol. Univ. Szegediensis*; Szeged; 117-135.
- Tóth F. 1972: Makó hétszáz éve. Makó; 9-23.
- Tóth F. 1992: Makó régi térképei. In Tóth F. (szerk.) *Makó monográfiája I.* Makó; 214.
- Tóth F. 1993: Makó története a kezdetektől 1849-ig. In Blazovich L. (szerk.) *Makó monográfiája 4.* Makó; 720.
- Tóth F. 2000: Apátfalva. In Balázs P. – Balsay I – Buza P – Kosáry D. (szerk.) *Száz magyar falu könyvesháza*, Bp.; 1-197.
- Tóth M. 1967: A Maros hullámterének fitocönológiai jellemzése. Doktori értekezés. Makó.
- Török I. 1977: A Maros folyó 0-51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság, Szeged.
- Török I.Gy. 2000: Az alföldi folyók hullámterének szerepe és hasznosítása. In: Pálfi I (szerk.) *A víz szerepe és jelentősége az Alföldön*. Békéscsaba; 125-132.
- Udvardy L. 2004: Bálványfa. In Mihály B. – Botta-Dukát Z. (szerk.) *Biológiai inváziók Magyarországon, Özönnövények*. Budapest; 143-160.
- Vágás I. 1981: A vízszin természetes duzzasztásának és süllyesztésének meghatározó szerepe a Tisza és alföldi mellékfolyóinak vízjárásában. *Hidrológiai Közöny* 61/ 9: 385-396.
- Váradi J. – Nagy I. 2003: A Tisza-völgy vízgazdálkodásának jövőképe. In Teplán I. (szerk.) *Magyarország az ezredfordulón. Stratégiai Tanulmányok a Magyar Tudományos Akadémián I. A Tisza és vízrendszere*. Budapest; 117-132.
- Vass R. 2008: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében. *Acta Debrecina* – in press –
- Walden J. – Slattery M. C. – Burt T. P. 1997: Use of mineral magnetic measurements to fingerprint suspended sediment sources: approaches and techniques for data analysis. *Journal of Hydrology* 202: 353-372.
- Walling D.E. – He Q. – Nicholas A.P. 1996: Floodplains as suspended sediment sinks. In Malcolm G.A. – Walling D.E. – Bates P.D. (eds.) *Floodplain processes*. Wiley, Chichester; 399-440.
- Walling D.E. – He Q. 1997: Use of fallout ¹³⁷Cs in investigation of overbank sediment deposition on river floodplains. *Catena* 29: 263-282.

- Walling D.E. – He Q. 1999: Changing rates of overbank sedimentation on the floodplains of british rivers during the past 100 years. In Brown A.G. – Quine T.A. (eds.) *Fluvial processes and environmental change*. 207-222.
- Walling D.E. – Owens P.N. – Carter J. – Leeks G.J.L. – Lewis S. – Meharg A.A. – Wright J. 2003: Storage of sediment-associated nutrients and contaminants in river channel and floodplain systems. *Applied Geochemistry* 18: 195-220.
- Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1997: The characteristic of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, U.K. *Catena* 31: 53-75.
- Walling D.E. – Owens P.N. – Leeks G.J.L. 1998: The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the river Ouse, Yorkshire, UK. *Geomorphology* 22: 225-242.
- Walling D.E. – Peart. M.R. – Oldfield F. Thompson R. 1979: Suspended sediment sources identified by magnetic measurements. *Nature* 281: 110-113
- Ward J.V. – Tockner K. – Arscott D.B. – Claret C. 2002: Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* 47/4: 517-539.
- Warren S.E. 2001: Sedimentation in a Tupelo-Baldcypress Wetland 12 Years Following Harvest Disturbance. MSc Thesis Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg.
- Weninger J.M. – McAndrews J.H. 1989: Late Holocene aggradation in the lower Humber River valley, Toronto, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26: 1842-1849.
- Werner M.G.F. – Hunter N.M. – Bates P.D. 2005: Identifiability of distributed floodplain roughness values in flood extent estimation. *Journal of Hydrology* 314: 139-157.
- Wolfenden P.J. – Lewin J. 1977: Distribution of metal pollutants in floodplain sediments. *Catena* 4: 309-317.
- Wolman M.G. – L.B. Leopold 1957: River Flood Plains: Some observation on their formation. U.S. Geological Survey Professional Papers 282-C 85-107.
- Wyzga B. 1999: Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. *Geomorphology* 28: 281-297.
- Xu Q. – Yang X. – Wu C. – Meng L. – Wang Z. 1996: Alluvial pollen on the North China Plain. *Quaternary Research* 46: 270-280.
- Zellei L. – Sziebert J. 2003: Árvízi áramlásmérések tapasztalatai a Tiszán. In: Szilávik L. (szerk.): Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről, *Vízügyi Közlemények különszám* 4: 133-144.
- Zellei L. 2006: A Tisza árvízi vízszállító képessége a 2000. és a 2006. évi árhullámok vizsgálata alapján. In: Steinerné M.J. – Simon M. (szerk.) *Bölcsészeti; műszaki és társadalomtudományi kutatások az Eötvös József Főiskolán* 6/1: 287-302.
- Zhao Y. – Marriott S. – Rogers J. – Iwugo K. 1999: A preliminary study of heavy metal distribution on the floodplain of the River Severn, U.K. by a single flood event. *Science of the Total Environment* 243-244: 219-231.
- Zólyomi B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól (székfoglaló előadás). Kézirat. Elhangott az MTA Biológiai Osztályának 1952. évi Nagygyűlésén. 491-544.
- Zsiga S. 2003: Hullámtéri akkumuláció mértéke a Körösön – A gyomaendrődi hullámtér példáján. Diplomamunka, SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged; 36-37.

9. ÖSSZEFOGLALÓ

BEVEZETÉS

A Maros a negyedik legjelentősebb vízfolyás a Kárpát-medencében vízgyűjtőterületét (30 332 km²) és legnagyobb vízhozamát (2420 m³/s) tekintve. A 19. század ármentesítési munkálatai a Marost sem hagyták érintetlenül, a folyó alsó szakaszán mind a jelenlegi hullámtéren, mind a mentett oldalon módosultak a felszínformáló folyamatok. A hullámtéren végbemenő legfontosabb geomorfológiai folyamat pedig a feltöltődés lett, az ármentesítésnek köszönhetően ugyanis szűkebb területen rakódott le a Maros áradásai által szállított jelentős üledékmennyiség. A felgyorsult lerakódást a vizsgált hullámtéri szakasz hordalékkúpi helyzete és a mederrendezés is befolyásolta. Ezeket a változásokat tovább fokozhatta a megváltozott vegetáció. A fentiek szemmel látható eredménye a hullámtér mélyebb területeinek (főként az egykori kanyarulatoknak) és az aktív meder közvetlen környezetének intenzív akkumulációja a ritkábban előtört hullámtéri részekkel szemben. Mindez az árvízi védekezés szempontjából is jelentős problémákat okozhat az árvízi vízszintek növelése útján.

A fentiek alapján célkitűzéseim a következőkben foglalhatóak össze: a szabályozásokat követően térben és időben milyen mértékű volt a Maros hullámtérének felmagasodása? Melyek azok a folyamatok, amelyek a Maros hullámtérének feltöltődését meghatározzák? Az egyes felszínformáknak ebben milyen szerepe van? Hogyan változott meg a Maros-menti táj, a vegetáció az elmúlt másfél évszázadban és ez mennyire befolyásolhatta a hullámtéren lezajló üledékképződési folyamatokat? Alkalmazhatóak-e a szabályozások óta elterjedt özönnövények pollenszemai, mint relatív kormeghatározók?

ANYAG ÉS MÓDSZER

Mivel időben és térben különböző folyamatokat vizsgáltam, ezért az alkalmazott kutatási módszerek és mintaterületek is különböztek. Összesen négy öblözetet választottam ki: egyet Apátfalvánál, Makónál kettőt (Csordajárás és Zugoly) és a torkolat közelében fekvő Vetyehátat.

A Maros mai hullámtérének jellemzőit, a folyószabályozást és az ármentesítési munkálatokat megelőző időszakról az 1900-as évek első feléig korabeli leírások és térképi ábrázolások elemzésével tártam fel. A területhasználat változásainak részletes elemzését összesen öt, (1953, 1964, 1981, 1991 és 2000) légifelvétel-sorozat segítségével végeztem, tíz területhasználati kategóriát meghatározva. Elvégeztem az 1953 és 2000 közötti időszakra vonatkozó konstans analízis és kategória átmenetek vizsgálatát is. A hullámtér érdekességének megváltozását – a korábban előállított területhasználati kategóriák területaránya alapján – Chow (1959), Sztribnij (közli Németh 1959) és Werner et al. (2005) által megadott érdekesség értékek szerint határoztam meg az öt időszakban. A Maros 2005. és 2006. évi tavaszi áradásainak levonulását követően Apátfalvánál illetve Vetyeháton mértem a hullámtéren felhalmozódott friss üledékréteg vastagságát és vizsgáltam annak szemcse-összetételi változását a mederre merőleges keresztaszvénnyel. Az adatokból Surfer8 szoftverrel üledékvastagság felszínt képeztem a minimális görbület interpolációs módszerével, 5 méteres pixelmérettel, majd a felszín hibáit hibacsökkentő iterációt (Geiger 2002) követően, hasonló módszerrel számítottam ki. A szabályozási munkálatok óta bekövetkezett akkumuláció meghatározásához a mintákat a hullámtér olyan részletein gyűjtöttem be (és elemeztem azok fő fizikai és kémiai paramétereit), ahol a szabályozások hatására éles váltás következett be az üledék szemcseösszetételében, illetve olyan területen, ami a szabályozások előtt és azóta is az ártéri lapály üledéksorát reprezentálja. Apátfalvánál a jelenlegi alacsony ártéren, a folyó egykori durva homokos zátonyfelszínére 1950 óta lerakódott iszapos-agyagos üledéket is vizsgáltam a mederre merőleges szelvényben létesített öt fúrás segítségével. Mivel a vizsgált időtávban (150 év) a ¹⁴C abszolút kormeghatározási módszer nem biztosít kellő pontosságot,

ezért az egykori meanderekből származó minták datálására ismert időszakban elterjedt özönnövények pollenszemeit használtam fel.

EREDMÉNYEK

Korabeli térképek alapján bizonyíthatóvá vált, hogy a Maros 1846-ban levágott kanyarulata Csordajárásnál 1899-re (53 év alatt) olyan mértékben feltöltődött, hogy már nem volt benne állandó vízborítás. Ugyanez a folyásirányban lentebb fekvő Zugolyban (átvágás: 1864-72) 1914-re következett be (42-50 év alatt). Az 1953 utáni időszakban a Csordajárás területén a korábban jelentős kiterjedésű legelők egyre inkább a háttérbe szorultak, helyüket szántók és erdők foglalták el, később a szántók egy részét is felhagyták, míg a Vetyeháton az erdőterületek váltak uralkodóvá az egykori mocsárrétekkel és kaszálókkal, majd a későbbi szántókkal szemben. Az átlagos foltméret a Csordajáráson felére csökkent, míg a Vetyeháton duplájára emelkedett 1953 óta. Csordajáráson a hullámtéri területhasználat 40 %-a nem változott 1953-hoz képest, a legfontosabb változástípus a gyepek szántóvá alakulása (az összterület 20 %-a), valamint a gyepek – erdő átmenet volt (11 %). A Vetyehát összterületének csupán 17 %-át használták azonos módon 1953-ban és 2000-ben. 51,5 %-át szántó helyett erdőgazdálkodásra hasznosítják napjainkban. Az 1953-ban még igen jelentős kiterjedésű szántóterületek felhagyásának mértéke az öblözet teljes területének 5,1 %-án volt jellemző.

A hidraulikus érdesség normál értéke a vizsgált öblözetekben 1953-ban volt a legkisebb (Csordajárás: 0,044, Vetyehát 0,045). Tehát míg 1953-ban a két terület esetében teljesen azonos volt, addig Vetyeháton 2000-re már majdnem a kétszerese ($n_{\text{norm}2000}=0,096$) volt a Csordajárás területére számolt érdességnek ($n_{\text{norm}2000}=0,059$). A hidraulikus érdesség maximális értéke a Csordajárás területén másfélszeresére ($n_{\text{max}1953}=0,072$; $n_{\text{max}2000}=0,102$), míg a Vetyeháton több mint duplájára ($n_{\text{max}1953}=0,072$; $n_{\text{max}2000}=0,175$) emelkedett a vizsgált időszakban. A Maros aktív medrét övező 100 méter szélességű sávban, tehát éppen az akkumulációnak fokozott mértékben kitett területeken kiugró érdesség értékek adódtak a Csordajárás ($n_{\text{max}2000}=0,140$) és a Vetyehát ($n_{\text{max}2000}=0,189$) esetében is.

Egy-egy árvízi esemény vizsgálata rámutatott arra, hogy az aktív medertől 300-400 m távolságig exponenciálisan csökkenő üledék-felhalmozódás jellemző a Maros hullámtérén, ami a partok menti (20-50 m széles sáv) fokozott felmagasodását idézi elő. A hullámtér mögöttes részein pedig főként a morfológia és a növényzet által is befolyásolt, csekélyebb mértékű akkumuláció tapasztalható. Emellett megfigyelhető az üledékvastagság változásának folyásirányban lefelé csökkenő komponense a nagyobb kiterjedésű hullámtéri öblözetekben.

Egyenes folyószakaszok és fejletlen kanyarulatok mentén bár intenzív az akkumuláció, de szűk területre korlátozódik. A legnagyobb hordalékmennyiség (a vizsgált áradások alkalmával 18 ill. 26 cm) a kanyarulatok belső ívén, a kanyarulat tengelyétől folyásirányban valamivel lentebb rakódik le. Ez a napjainkban is zajló intenzív övzátóny épülésre utal. Ezzel szemben az (apátfalvi) medertágulat menti vizsgálatok azt mutatják, hogy Sipos (2006) szigetekkel tagolt medertágulatok esetében tett megfigyelése – miszerint azok felső szelvényeiben a legnagyobb a feltöltődés, majd folyásirányban az árvízi akkumuláció csökken a mederben – a hullámtérén is igaznak bizonyul. A mederben megfigyelt akkumulációs, transzportációs majd eróziós zóna funkcionális morfológiai egységei közül a hullámtérén is kialakul közvetlenül a szigetek felett a jelentősebb üledék-felhalmozódással jellemezhető akkumulációs zóna. A sekélyebb medernek köszönhetően a folyó itt a hullámtérre is több, döntően homokos (60 ill. 77 %) üledéket szállít. Ezt követően a hullámtérén is csökken folyásirányban az akkumuláció mértéke, ahogy a medertágulat szűkül. A szabályozások során átvágott és mára erőteljesen feltöltődött kanyarulatokra jelenleg is kitüntetett akkumuláció jellemző (2-3,5 cm/év), az aktív medertől távoli részleteikben is. Mivel áradások idején másodlagos áramlási útvonalat képezhetnek a hullámtérén mozgó víztömeg számára, így biztosított nagyobb hordalék-utánpótlásuk. A nagyobb erejű

vízmozgást a feltöltődött medrekben begyűjtött minták viszonylag magas (19-23 %) homoktartalma is alátámasztja.

A felhalmozott anyag mennyiségének mintázatát a természetes felszínformák mellett a hullámtéren található mesterséges létesítmények is módosítják. A mesterségesen létrehozott mélyedésekben (pl. csatornák és kubikgödrök) fokozott akkumulációt mértem.

Az áradások során a hullámtéren felhalmozódó anyag homoktartalma a medertől távolodva csökken és az aktív medertől 50-80 m-re már főként iszapos üledék lerakódása a jellemző. A legfelsőbb, apátfalvi hullámtéren a durvább szemű, nagyobb homoktartalmú (60-77 %) üledék volt jellemző, míg a torkolathoz közeli vetyeháti szakaszon a Maros közvetlen közelében a folyópart anyagával megegyező finomhomokos, illetve annál valamivel finomabb üledék rakódott le az áradások során.

Eredményeim szerint a gyér cserjeszintű erdőkben némileg több hordalék rakódott le, mint a sűrű, gyakran gyalogakáccal és zöldjuharral benőtt erdőkben. Ennek magyarázata az lehet, hogy, utóbbiak igen nagy hidraulikus érdességűek ($n_{\max}=0,2$), így jelentős közegellenállást fejtenek ki, és a vízáramlást olyan mértékben lassítják, hogy csak kevesebb hordalék jut a sűrűn benőtt foltokra. Ugyanakkor az alkalmazott mintavételi eljárás – véleményem szerint – nem megfelelő a növényzet üledék-felhalmozódást befolyásoló hatásának tisztázására. A vegetáció akkumulációs hatását más mintavételi stratégiával és más pontsűrűséggel lenne célszerű kutatni, a hullámtérnek olyan pontjain, ahol a többi befolyásoló tényező hatása hasonló mértékű (például a medertől való távolság).

Véleményem szerint vízügyi szempontból semmi nem indokolja a Duna, a Tisza, a Dráva, a Körösök és a Bodrog 21/2006. (I. 31.) Korm. rendeletben meghatározott parti sáv szélességének megkülönböztetését más nagyobb folyóktól. Az említett vízfolyások 10 méter szélességben meghatározott parti sávja helyett a Maros mentére 6 méteres sáv szélesség vonatkozik. Eredményeim szerint nagyvizek alkalmával a hullámtéren felhalmozódó hordalék ennél jóval szélesebb sávban (20-50 m) rakódik le legnagyobb mértékben. A parti sáv szélességének kérdését azonban más (természetvédelmi és gazdasági) aspektusokból is célszerű volna megvizsgálni.

A vizsgált egykori apátfalvi zátonyfelszín 50-55 éves feltöltődése során a térbeli akkumuláció fontos tényezőjének bizonyult a tengerszint feletti magasság változása és a hozzá szorosan kapcsolódó aktív medertől való távolság. A magasabban fekvő részeken, a mederhez közelebb átlagosan 1,4 cm/év, távolabb 0,4 cm/év üledék rakódott le, míg a mélyebb egykori vízfolyásokban a levágott kanyarulatokhoz hasonló mértékű akkumuláció (1,9 és 2,6 cm/év) volt a jellemző.

A hullámtéren található geomorfológiai képződmények magassági helyzetének (azaz az ebből eredő különböző időtartamú, mélységű és energiájú elöntésnek) megfelelő mértékű volt az üledék-felhalmozódás más öblözetekben is. A Csordajárás ártéri lapályán 98 cm-es, míg a vizsgált inaktív folyóhátan 35 cm-es mélységben volt megfigyelhető az a drasztikus szemcseösszetételi változás, ami egyértelműen az aktív meder távolabbra kerülését, tehát a szabályozás idejét mutatja (1846). A különböző geomorfológiai képződményeket tehát eltérő intenzitású feltöltődés jellemzi. Így az alacsonyan fekvő mindenkori ártéren átlagosan 0,63 cm/év; míg az egykori, magasabb folyóhátan 0,23 cm/év feltöltődési ütemet mértem.

A hullámtéri akkumuláció mértéke a morotvák esetében volt a legjelentősebb. Azonban köztük is eltérések mutatkoznak, ami valószínűleg szabályozásuk eltérő idejének (Csordajárás 1846, Zugoly 1864-72, Vetyehát 1858), a torkolathoz és a hordalékkúphoz viszonyított eltérő helyzetüknek, az elöntések eltérő hosszának, az egykori kanyarulatokban a mintavételi pontok eltérő helyzetének, valamint aktív medertől való távolságuknak tudható be. Mindezek figyelembevételével már magyarázható a három pontban mért átlagos akkumuláció jelentős különbsége: Csordajáráson 2,45 cm/év, Zugolyban 1,30 cm/év és Vetyehátan 1,80 cm/év. A feltöltődés ütemének időbeli változása nyomon követhető volt pollenek és térképi ábrázolások

segítségével (a gyalogakác és zöld juhar 1880-as és a parlagfű 1960-as években történt elterjedése kapcsán). Eszerint a morotvák juvenilis állapotukban gyorsabban, majd egyre lassabb ütemben töltődtek fel. Kivételt képez a Csordajárás, ahol az egykori kanyarulatnak az 1960-as évek óta megnövekedett feltöltődése vélhetően az intenzív mezőgazdaság (mezőgazdasági gépek) által előidézett fokozott erózióknak volt köszönhető.

Az özönnövények pollenszemeinek előfordulására alapozott kormeghatározási módszerrel kapcsolatban elmondható, hogy a nagyszámú idegenhonos fajból csak kevés bizonyult használhatónak. Úgy gondolom, hogy ilyen jellegű vizsgálatokat a továbbiakban – illetve más folyóvízi területek vizsgálata esetében – elsősorban a parlagfűre (*Ambrosia artemisiifolia*) lehet alapozni, jól ismert elterjedésének, nagymértékű pollen produkciójának, és a parlagfű pollen könnyű határozhatóságának köszönhetően. Csupán egy-egy mintában megjelenő, alacsony számú pollenszemre támaszkodva messzemenő következtetések nem vonhatóak le. Az alkalmazott módszer csak más módszerekkel párhuzamosan használva nyújt megbízható adatokat.

KÖVETKEZTETÉSEK

A hullámterek osztályozását tekintve, jelenlegi állapotában a Maros hazai szakasza - a kutatásaim során megfigyelt intenzív akkumuláció, a Maros fajlagos munkavégző képessége, medermintázata, valamint a szabályozást követően lecsökkent medervándorlás alapján - leginkább a Nanson és Croke (1992) által meghatározott kategória rendszer C1 (horizontálisan stabil, el nem ágazó, sima felszínű ártér, alacsony folyóhátakkal és ártéri lapályokkal) alrendjébe sorolható.

A mélyebb térszínek (pl. korábbi mederrészletek, kubikgödrök, ártéri laposok stb.) fokozott, míg a magasabb területek (pl. egykori folyóhát, övzátony) lassabb akkumulációjának köszönhetően a Maros hullámterének hosszú távú fejlődése az ártér kiegyenlítődése és uniformizálódása irányába halad, a magasságkülönbségek és a szabályozás előtti geomorfológiai képződmények eltűnésével. Ezt a folyamatot egyedül az antropogén beavatkozások (kubikgödrök és csatornák létesítése), valamint természetes úton zajló – a rövidtávú vizsgálatok során megfigyelt – intenzív övzátony és folyóhát képződés ellensúlyozza.

A területhasználat tér- és időbeli változásai által befolyásolt hidraulikus érdesség értékek megváltozása egyértelműen mutatja, hogy a nagyvízi meder vízvezető képessége romlott 1953 óta a Maros mentén. Az aktív meder menti területek magas érdesség értéke pedig kifejezetten kedvezőtlen. A rövid- és hosszú távú hullámtéri akkumulációs adatok is alátámasztják azt, hogy az árvízvédekezés szempontjából számolni kell a Maros hullámterén is annak felmagasodásával (0,23-3,4 cm/év).

10. SUMMARY

INTRODUCTION

River Maros is the fourth largest river in the Carpathian Basin considering its catchment area (30 332 km²) and maximum discharge (2450 m³/s). The 19th century river regulations and levee constructions on the Hungarian Great Plain have altered the watercourse of the Maros. The geomorphologic evolution of the floodplain and the flood-protected area has been separated. Floodplain aggradation became the most important geomorphological process on the floodplain, because the considerable suspended sediment discharge of the river on the artificially narrowed floodplain. Accelerated accumulation of the investigated Hungarian floodplain section were also influenced by its relative position to the alluvial fan, and by the increased channel slope and bed scour, and decreased lateral erosion. These modified processes were enhanced by vegetation changes. The above mentioned factors resulted in intensive accumulation near the channel and in the deeper parts of the floodplain (cut-offs, pits etc.). The aggradation induces serious problems from the viewpoint of the flood-hazards through raising the flood levels.

The following main research aims were addressed: how did the long-term floodplain aggradation rate change along the lowland section of the River Maros? How did the aggradation rate vary in space and time since the mid 19th century levee construction works? What are the main influencing factors of the deposition? What is the role of the different geomorphological landforms in aggradation process? How has the landscape and vegetation altered for 150 years along the River Maros? How does the vegetation influence the alluviation of the floodplain? Are the pollen grains of adventive plant species applicable to date the sediment and to estimate the rate of overbank sedimentation?

APPROACH AND METHODS

The research was carried out using a multiscale and multitemporal analysis, applying various methods on different study areas. Four different floodplain areas were chosen: near the village Apátfalva, two sites by Makó (Csordajárás and Zugoly site) and one site was chosen at Vetyehát, near to the confluence with the River Tisza.

Early characteristics of the Maros floodplain were evaluated using a historical dataset, hydrological and military survey maps. Detailed assessment of landuse change was carried out with the help of aerial photograph series (1953, 1964, 1981, 1991 and 2000), ten different landuse categories were used. Constant-analysis was carried out and category transition matrix was also produced between 1953 and 2000. Changes in hydraulic roughness caused by vegetation was analysed using the empirical tables composed by Chow (1959), Szribnij (in Németh 1959) and Werner et al (2005). The analysis was based on the area (%) of landuse types and their hydraulic roughness to specify the change in roughness since 1953. The thickness and main physical and chemical characteristics of freshly deposited sediment was measured at Apátfalva and at Vetyehát after the spring floods in 2005 and 2006. Sampling was carried out along cross-sections perpendicular to the active channel. Interpolated sediment accumulation raster maps were generated with Minimum Curvature method under Surfer8 software, grid size were set for 5 meters. Residuals of the surface were calculated with the same method after an „error decreasing iteration” published by Geiger (2002). To determine of long-term floodplain aggradation rate samples were collected from characteristic parts of the floodplain, where marked change occurred in grain-size of the sediments due to the river regulation and on a backswamp area where sedimentation was continuous. The deposition since 1950 was also studied on the rough sandy surface of a former bar on the low-floodplain at Apátfalva. Here, along cross-sections perpendicular to the active channel five borings were made to determine the limit between sandy bar sediments and silty and clayey overbank deposits. Due to the

short timescale (150 years) the classical ^{14}C dating could not be applied, therefore, the pollen grains of invasive plant species were used to date the sediments of former oxbow lakes and to measure the rate of accumulation.

RESULTS

The old maps gave data on geomorphological changes, as at Csordajárás the meander was cut-off in 1846, but by 1899 it was silted up such an extent, that permanent water-supply was not available any more. The same thing happened few kilometers downstream at Zugoly site between 1864-72 and 1914. Since 1953 the extension of previous pastures at Csordajárás site decreased and they were replaced by arable lands and forests. Later parts of arable lands were unutilized. At Vetyehát forests became prevailing in contrast with marshes and pastures and latter arable lands. Mean patch size decreased for its half at Csordajárás at the same time at Vetyehát increasing mean patch size resulted decreasing patch density. Landuse did not changed on 40 % of the territory of Csordajárás between 1953 and 2000. Main transition types were pastures-arable lands (on 20 %) and also the pasture-forest transition (11 %). Concerning Vetyehát site the structure of landuse transformed significantly. Only on 17 % of the site was cultivated with the same method in 2000 as in 1953. Nowadays more than a half (51.5 %) of the territory is used as forest instead of arable lands. Large extent (5.1 %) of arable lands became non-cultivated since 1953.

Normal roughness values were the smallest in 1953 (Csordajárás: 0.044, Vetyehát 0.045). The same values later differentiated, as roughness increased on Vetyehát site ($n_{\text{norm}2000}=0.096$) due to the intensive forest plantations and by 2000 it became double of the roughness estimated on Csordajárás ($n_{\text{norm}2000}=0.059$). Maximum value of roughness also increased considerably at Csordajárás ($n_{\text{max}1953}=0.072$; $n_{\text{max}2000}=0.102$), though at Vetyehát this tendency was more expressed ($n_{\text{max}1953}=0.072$; $n_{\text{max}2000}=0.175$) during the assessed time period. Considering the highest values of the near-channel zone at Csordajárás ($n_{\text{max}2000}=0.140$) and Vetyehát ($n_{\text{max}2000}=0.189$) also increased hydraulic roughness is measured.

Analysis of single-flood events showed that the thickness of the deposited sediment decreased exponentially from the riverbank to 300-400 meter distance. The most significant aggradation was measured in a 20-50 meter wide zone along the riverbank. On distant parts of the floodplain the amount of accumulation decreased and deposition was influenced mainly by the geomorphology and vegetation. In addition, downstream component of sediment thickness decreased on wider floodplain sections.

Along straight reaches and undeveloped meanders although accumulation was intensive, but it was restricted to a narrower area. The thickest sediment layer (18 and 26 cm during the floods in 2005 and 2006) was deposited on the convex bank downstream from the apex of the bends. This refers to intensive point-bar development.

In contrary, the investigation of a braided unit (by Apátfalva) the same processes on the floodplain were revealed as Sipos (2006) published in relation to the active channel. The greatest accumulation during floods was observed mainly in upstream sections of the braided unit and aggradation decreased downstream. From the three morphological zones (accumulation, transportation and erosion) defined by Sipos, the first one also evolved on the floodplain, just upstream of the islands. Due to the shallow channel the river transported more and mainly coarse (60-77 % sand content) material to the floodplain during overbank flow. As braid unit became narrower downwards the amount of overbank deposits decreased as well.

Increased overbank deposition (2.0-3.5 cm per single flood event) is also typical in distant parts of meanders which were cut-off during the channelization works and silted-up rapidly. During overbank flows they function as secondary flow channels, therefore their sediment supply is continuous. The greater flow velocity was supported by the relatively

higher sand content (19-23 %) of the samples collected from old meanders far (more than 1 km) from the active channel.

The pattern of the deposited sediment was modified by natural geomorphological units as well as by artificial objects. Increased accumulation was registered in artificial depressions such as pits and cannals.

Sand content of sediment accumulated during single flood events decreased by distance from the riverbank. Mainly silty material was accumulated 50-80 meter far from the active channel. In the most upstream site (at Apátfalva) coarse sediment with high sand content (60-77 %) was typical, while close to the confluence (at Vetyehát) the physical parameters of the fresh deposits were similar or finer than the riverbank material (fine-sand).

Greater amount of fresh sediment deposited in forests with rare undergrowth, than in forests characterized by dense scrub vegetation such as false indigo (*Amorpha fruticosa*) and box-elder (*Acer negundo*). The main reason can be the extremely dense vegetation formed high resistance against water flow and flow velocity became so slow that only small amount of suspended sediment was transported into these patches. On the other hand, the used sampling method was not suitable to see clearly how vegetation influences overbank deposition. Other sampling strategy should have been applied to assess the role of vegetation, these measurements should be made on such points of the floodplain where the effects of other influencing factors are the same (eg. distance from the riverbank).

According to my opinion, there was no reason to differentiate in width of the restricted use along the riverbanks of Danube, Tisza, Drava, Körös and Bodrog Rivers against other larger rivers (21/2006 Governmental Decree). Along the mentioned rivers 10 metres was provided as a near-bank unvegetated zone, but in case of Maros it was determined as 6 metres. Results of my investigation showed that most of the sediments deposited in a much wider, 20-50 m wide zone during overbank flows. The question of the restricted zone width should have to assess from the aspects of economy and nature protection.

Elevation changes and distance from the riverbank were proved the most important influencing factors of deposition during the last 50-55 years on the former bar surface at Apátfalva. On higher areas closer to the active channel accumulation rate was 1.4 cm/y, farther it decreased to 0.4 cm/y. In former chutes of the bar surface accumulation rate was the same as in cut-off meanders (1.9 and 2.6 cm/y).

Accumulation rate depended on elevation (i.e. duration and energy of inundation, water depth) of geomorphological units. Significant change in grain-size characteristic of sediments was noticed at the depth of 98 cm on the backswamp area of Csordajárás. On a former natural levee the same process (sand turned into silt and clay) was observed at the depth of 35 cm. Both refer to the relocation (cut-off) of the active channel, in other words to the time of river regulations. On various geomorphic units different aggradation was measured: on backswamp area accumulation rate was 0.63 cm/y, while on inactive natural levee 0.23 cm/y.

Floodplain accumulation was the greatest in the case of oxbow lakes, but there were also differences, caused by the different date of their regulation (Csordajárás 1846, Zugoly 1864-72, Vetyehát 1858), their different position in relation to the alluvial fan and to the confluence with River Tisza. The accumulation rate is also influenced by the position of sampling points within the old meanders and the distance from the active channel. These factors explain the variance of aggradation rate in the three assessed meander (Csordajárás 2.45 cm/y, Zugoly 1.3 cm/y and Vetyehát 1.8 cm/y). Changes of aggradation rate were determined by pollen grains (spreading of ash-leaved mapple and false indigo in 1880's, and ragweed in 1960's) and military maps. Aggradation was rapid during the juvenile phase of oxbow-lake development and later became slower. Except at Csordajárás site, where agriculture became more intensive during the last 40-50 years causing significant erosion processes along the former river banks by agricultural machines.

Results obtained from exotic pollen based chronology demonstrate that only few species were applicable from the numerous adventive plants of the flora of the Maros floodplain. This type of investigation should be based mainly on ragweed (*Ambrosia artemisiifolia*), due to its wellknown spreading, its significant pollen productivity and easy identification of ragweed pollen grains. Exotic pollen grains occurring merely just in one or two samples are not suitable for long sighted conclusions. This method secures reliable results only together with other investigations.

CONCLUSION

The examined Maros floodplain section belongs mainly to Nanson and Croke's (1992) C1 (laterally stable, single-channel floodplains with low natural levee and backswamps) order, based on its specific stream power, channel pattern before and after the channelization, and decreased lateral migration followed river regulation.

The long-term development of the Maros floodplain tends to uniformisation with accelerated aggradation of deeper areas (old meanders, canals and pits) and slower deposition on elevated surfaces (former natural levees and point bars). Abandonement of former geomorphic units, equalization of elevation differencies were partly compensate by anthropogenic interventions (establishment of canals and pits), and by natural intensive point bar and natural levee development, as it was observed during short-term investigations.

Landuse change influenced hydraulic roughness change shows clearly that drainage properties of the floodplain deteriorated since 1953 along the Maros. Highest roughness values of near-channel zone is definitely unfavourable and also contributes to the accelerated floodplain aggradation. Determined short and long-term accumulation rates also supported that it is important to recon with aggradation (0,23-3,4 cm/y) of the Maros floodplain in terms of flood protection and flood hazard.